

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MODÉLISATION PHYSIQUE ET NUMÉRIQUE DU TRANSFERT D'UN TRACEUR
DE SOURCE DIFFUSE DANS L'EAU SOUTERRAINE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
FAYÇAL LAMRAOUI

AVRIL 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de recherche la professeure Marie Larocque et à lui exprimer ma gratitude à qui a suivi mon travail et qui m'a toujours soutenu. Je la remercie pour son financement et son encadrement bien sûr, mais aussi et surtout pour ses qualités humaines.

Je remercie vivement tous ceux qui ont participé plus ponctuellement à ma recherche, je souhaite tout particulièrement à mentionner : Jean Chevalier pour son aide continue et précieuse et pour tous ces longs mais bons moments passés à concevoir, bricoler, démonter, remonter, améliorer ou mettre en œuvre les dispositifs expérimentaux; Denise Fontaine pour sa disponibilité à me fournir les outils de laboratoire nécessaires; Frédérik Toupin pour son aide en informatique.

Je tiens également à remercier mes collègues pour leur collaboration, Éric Rosa pour les essais de traçage, Sylvain Gagné, Samuel Trépanier pour la mise en œuvre de la maquette et Stefan Broda pour sa disponibilité et sa patience pour répondre à mes questions au sujet de la modélisation numérique.

À ces remerciements professionnels, j'ajoute mes plus sincères remerciements à mes parents Aïcha et Youcef pour leur dévouement et le grand intérêt qu'ils ont toujours porté à mes études même à distance, ainsi qu'à mes deux frères Nabil et Fethi et ma chère unique sœur Wahida pour leurs encouragements.

Enfin, pour conclure, je remercie tout particulièrement ma chère femme MariaTeresa, qui m'a toujours soutenu surtout dans les moments de doute. Je la remercie aussi pour ses conseils et pour avoir toujours été là pour moi.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	vii
RÉSUMÉ	viii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I	
ÉTAT DES CONNAISSANCES	3
I.1. Les flux d'eau et de soluté dans les matériaux poreux	3
I.2. Modèles d'écoulement et de transport.....	9
I.2.1. Modèles physiques	10
I.2.2. Modèles mathématiques	15
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DES DISPOSITIFS EXPÉRIMENTAUX	18
II.1. Le dispositif de Darcy	18
II.2. La maquette hydrogéologique.....	19
II.3. Le simulateur de pluie.....	21
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	23
III.1 Choix des milieux	23
III.2 Détermination de la conductivité hydraulique.....	27
III.2.1 Méthode de Hazen	27
III.2.2 Expérience d'écoulement dans le dispositif de Darcy	27
III.2.3 Essais d'écoulement dans la maquette hydrogéologique.....	28
III.3 Essais de traçage dans le dispositif de Darcy et dans la maquette hydrogéologique	28
III.4 Modélisation numérique	34
III.4.1 Simulation de l'écoulement	34

III.4.2 Simulation du transport.....	35
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS DES ESSAIS EN LABORATOIRE	37
IV.1 Détermination de la conductivité hydraulique	37
IV.1.1 Méthode de Hazen.....	37
IV.1.2 Expérience d'écoulement dans le dispositif de Darcy.....	38
IV.1.3 Essais d'écoulement dans la maquette hydrogéologique sans recharge et avec recharge – milieu homogène	39
IV.1.4 Simulation de l'écoulement dans la maquette hydrogéologique sans recharge – milieux homogène et hétérogène	41
IV.1.5 Simulation de l'écoulement dans la maquette hydrogéologique avec recharge – milieux homogène et hétérogène	43
IV.1.6 Comparaison des conductivités hydrauliques	46
IV.2 Détermination de la dispersivité longitudinale.....	47
IV.2.1 Essais de traçage dans le dispositif de Darcy	47
IV.2.2 Essais de traçage dans la maquette hydrogéologique et simulation du transport pour les milieux homogène et hétérogène sans recharge	48
IV.2.4 Essais de traçage dans la maquette hydrogéologique et simulation du transport pour le milieu hétérogène avec recharge	51
IV.2.4 Comparaison des dispersivités longitudinales.....	59
CHAPITRE V	
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	61
BIBLIOGRAPHIE.....	63
ANNEXE	69

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Facteurs qui influençant la dispersion longitudinale à l'échelle du pore	9
Figure II.1 : Dispositif de Darcy	18
Figure II.2 : Maquette hydrogéologique	20
Figure II.3 : Extrémité de la maquette	20
Figure II.4 : Maquette hydrogéologique et simulateur de pluie	21
Figure II.5 : Intensités disponibles avec le simulateur de pluie.....	22
Figure III.1 : Variogramme exponentiel ajusté selon les sables disponibles.....	25
Figure III.2 : Distribution spatiale des sables du milieu hétérogène	25
Figure III.3 : Remplissage de la maquette du milieu hétérogène	26
Figure III.4 : Courbe de calibration de la sonde de conductivité électrique.....	29
Figure III.5 : Dispositif expérimental pour un essai de traçage sans recharge dans la maquette hydrogéologique.....	31
Figure III.6 : Dispositif expérimental pour un essai de traçage avec recharge dans la maquette hydrogéologique.....	32
Figure III.7 : Points d'échantillonnage dans la maquette hydrogéologique	33
Figure III.8 : Taille des cellules et conditions aux limites utilisées par de la modélisation numérique de l'écoulement (vue en plan).....	34
Figure III.9 : Conditions aux limites des essais de traçage.....	36
Figure IV.1 : Courbes granulométriques	37
Figure IV.2 : Illustration de l'équation analytique de Dupuit pour différents gradients hydrauliques.....	40
Figure IV.3 : Comparaison des charges simulées et mesurées : (a) milieu homogène, (b) milieu hétérogène	42
Figure IV.4 : Comparaison des conductivités hydrauliques calées et mesurées dans le dispositif de Darcy	43

Figure IV.5 : Charges mesurées et simulées avec trois intensités de recharge pour un milieu homogène (a) 98 mm/h, (b) 49 mm/h, (c) 24.5 mm/h	44
Figure IV.7 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour les milieux homogène et hétérogène sans recharge	51
Figure IV.8 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour le milieu homogène avec recharge de 98 mm/h : (a), (b), (c) à 0 cm, (d), (e), (f) à 10 cm	53
Figure IV.9 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour le milieu hétérogène avec une recharge a) de 98 mm/h, (b) de 49 mm/h, (c) de 24 mm/h	55
Figure IV.10 : Courbes de restitution de traceur mesurées à 0 cm et 10 cm pour le milieu homogène avec une recharge 98 mm/h	57
Figure IV.11 : Courbes de restitutions mesurées à différentes intensités de recharge pour le milieu homogène	58
Figure IV.12 : Courbes de restitution simulées au fond de la maquette pour les milieux homogène et hétérogène avec une recharge de 98 mm/h	59

LISTE DES TABLEAUX

Tableau IV.2 : Conductivités hydrauliques obtenues avec le dispositif de Darcy	38
Tableau IV.3 : Comparaison des conductivités hydrauliques K obtenues avec les différentes méthodes.....	46
Tableau IV.4 : Dispersivités longitudinales mesurées avec le dispositif de Darcy	47
Tableau IV.5 : Dispersivités longitudinales estimées pour la maquette hydrogéologique sans recharge.....	50
Tableau IV.6 : Dispersivités longitudinales obtenues par calage du modèle MT3D pour le milieu hétérogène avec recharge	52
Tableau IV.7 : Comparaison des dispersivités longitudinales mesurées et calées dans MT3D, avec et sans recharge.....	60
Tableau A1 : Modèles physiques 1D de laboratoire.....	69
Tableau A2 : Modèles physiques 2D de laboratoire.....	70

RÉSUMÉ

L'étude des écoulements souterrains et du transport de contaminant en conditions de terrain est souvent très difficile, notamment en raison de l'hétérogénéité souvent importante des formations aquifères. Pour mieux comprendre les processus en jeu, les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs sont souvent estimés en laboratoire dans des conditions entièrement contrôlées. L'objectif de ce mémoire est de vérifier s'il est possible de reproduire l'écoulement et le transport de contaminant dans une maquette hydrogéologique munie d'un simulateur de pluie en laboratoire dont les sables auraient été caractérisés en laboratoire. Cinq sables sont d'abord étudiés par des techniques classiques : des courbes granulométriques ainsi que des essais de Darcy et de traçage au NaCl dans un dispositif de Darcy de 43 cm de longueur. Ces techniques ont permis de déterminer les conductivités hydrauliques et les dispersivités des sables. Des essais d'écoulement et des traçages au NaCl sont ensuite réalisés en laboratoire dans une maquette hydrogéologique représentant un aquifère de dimensions 2 m x 1.32 m x 0.25 m. La maquette est d'abord remplie d'un seul des cinq sables pour représenter un aquifère homogène. Des expériences d'écoulement et de transport sont réalisées dans cet aquifère, avec et sans la recharge imposée au moyen d'un simulateur de pluie. La maquette hydrogéologique est par la suite vidée et remplie à nouveau d'une combinaison des cinq sables disposés en blocs de 4 cm x 4 cm x 25 cm suivant un variogramme exponentiel. Les expériences d'écoulement et de transport sont réalisées avec cet aquifère hétérogène, à nouveau avec et sans recharge. Les charges, les débits et les concentrations mesurés dans toutes ces expériences sont ensuite simulés avec un modèle Modflow et un modèle MT3D. Les paramètres calés pour reproduire les résultats de laboratoire sont comparés à ceux déterminés expérimentalement. Les résultats montrent que les conductivités hydrauliques estimées au moyen des courbes granulométriques sont peu représentatives des valeurs obtenues par l'expérience de Darcy. Les conductivités hydrauliques calées dans Modflow avec et sans recharge, pour les aquifères homogène et hétérogène sont quant à elles très similaires aux valeurs obtenues avec le dispositif de Darcy. Ceci indique que les paramètres hydrodynamiques mesurés en laboratoires sont fiables et représentatives des sables testés. Par ailleurs, les dispersivités mesurées dans le dispositif de Darcy sont jusqu'à 60% supérieures à celles calées dans MT3D pour reproduire les traçages réalisés en laboratoire. Ceci s'explique par la différence d'échelle entre le dispositif de Darcy (43 cm) et les blocs de l'aquifère hétérogène (4 cm). Ces résultats confirment qu'il est beaucoup plus difficile d'estimer en laboratoire les propriétés hydrodispersives d'un matériau aquifère que ses propriétés hydrodynamiques.

Mots clés : traçage, simulateur de pluie, maquette hydrogéologique.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'eau douce représente seulement 2.6% de toute l'eau de la planète. Sur ce pourcentage environ 98% de l'eau douce disponible est de l'eau souterraine. Le reste de l'eau douce disponible se trouve dans le sol ou est accessible directement dans les lacs (<2%), rivières et fleuves (<0.015%). Moins de 1% de l'eau douce sur Terre est utilisable comme eau potable. L'eau souterraine est d'une importance capitale dans la plupart des régions du monde. Toutefois, cette ressource se trouve actuellement menacée par diverses sources de contamination ponctuelles et diffuses (Kasenow, 2001).

Après avoir constaté la détérioration de la qualité des eaux souterraine, l'opinion publique ainsi que plusieurs paliers gouvernementaux reconnaissent maintenant l'importance de préserver cette ressource naturelle. Aujourd'hui, on se rend compte que l'eau souterraine est fragile et que sa contamination peut avoir des conséquences néfastes sur les écosystèmes. Pour agir de façon préventive sur la pollution de l'eau souterraine, on procède à des études pour comprendre le comportement des polluants et limiter la contamination des eaux souterraines.

La présence d'eau souterraine dans une région dépend de la capacité des formations rocheuses à permettre l'emmagasinement et l'écoulement de l'eau dans des matériaux géologiques poreux et perméables. Les matériaux géologiques qui forment les aquifères se transforment lentement en fonction des différents phénomènes qui affectent le socle rocheux tels que les mouvements tectoniques, la transformation de roches de la croûte terrestre par métamorphisme et la fissuration des massifs rocheux.

La littérature scientifique sur le sujet (voir références citées dans Fortin, 1998) confirme que les résultats des études sur le terrain sont souvent affectés par la difficulté de mesurer les paramètres in situ. Ceci rend très difficile la quantification des processus hydrogéologiques observés. L'étude du transfert de polluant dans les aquifères est encore plus difficile que celle de l'écoulement en raison de l'hétérogénéité des milieux souterrains. Les essais sur le terrain peuvent être remplacés par des essais au laboratoire réalisés dans des conditions entièrement contrôlées et permettre ainsi de prévoir l'écoulement souterrain et la migration des contaminants (Silliman, 2001). L'échelle à laquelle les mesures sont réalisées en laboratoire peut toutefois influencer grandement les paramètres obtenus qui ne sont pas nécessairement représentatifs des conditions de terrain.

L'objectif de ce projet de maîtrise était de vérifier s'il est possible de reproduire l'écoulement et le transport de contaminant dans une maquette hydrogéologique munie d'un simulateur de pluie dont les sables ont été caractérisés en laboratoire. La première étape du projet a consisté à créer un aquifère homogène et puis aquifère hétérogène à l'échelle du laboratoire. Les sables utilisés ont été par granulométrie ainsi que par des essais d'écoulement et de traçage dans un dispositif de Darcy. En seconde étape, des essais d'écoulement avec et sans recharge ainsi que des essais de traçage au NaCl ont été réalisés dans une maquette à l'échelle du laboratoire. En troisième étape, la modélisation numérique a été utilisée pour reproduire l'écoulement et le transport dans la maquette. Les paramètres d'écoulement et de transport calés pour reproduire les résultats expérimentaux sont comparés à ceux obtenus des mesures en laboratoire

CHAPITRE I : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre présente les paramètres et les équations nécessaires pour reproduire l'écoulement souterrain et le transport de contaminant dans un milieu poreux, ainsi que les différents types de modèles d'écoulement et de transport.

I.1. Les flux d'eau et de soluté dans les matériaux poreux

En milieu non saturé, les transferts d'eau sont le plus souvent verticaux soit par l'infiltration de la recharge ou la remontée capillaire. En milieu saturé les écoulements sont essentiellement latéraux, sous l'effet du gradient de charge. Les hydrogéologues emploient souvent le terme d'écoulement peu profonds (Kirkby et Chorley 1988; Stamm et Sermet 2002) pour désigner l'ensemble des écoulements latéraux se développant dans le milieu poreux et susceptibles d'alimenter une rivière en période de crue. Cet écoulement peut avoir des origines différentes. Il peut être lié à la présence de macropores ou de fissures dans le sol, notamment en sols forestiers, et il se produit quand le sol est partiellement ou entièrement saturé. Les macropores ou fissures peuvent conduire l'eau latéralement le long d'un versant ou accélérer le transfert vertical de la recharge vers la nappe. L'écoulement peu profond peut aussi être un écoulement latéral saturé au-dessus d'un niveau moins perméable, qui peut s'exfiltrer si la conductivité hydraulique est trop faible. Enfin, il peut provenir d'une augmentation des flux d'eau souterraine provoquée par la variation rapide et locale des gradients hydrauliques, elle-même engendrée par des contrastes de conductivité hydraulique ou des variations de la section d'écoulement.

La zone non saturée joue un rôle crucial dans le transfert des polluants, qu'ils soient d'origine agricole, industrielle ou urbaine. La concentration à laquelle une pollution de surface atteint la nappe est dépendante principalement des caractéristiques de la

zone non saturée, cette dernière pouvant jouer le rôle de tampon (de Condappa, 2005). Une contamination se définit comme diffuse quand la source pollue une zone importante en faibles quantités (par opposition à une contamination ponctuelle qui pollue une superficie réduite avec de fortes quantités de contaminant). La contamination diffuse de l'eau souterraine peut être causée par l'utilisation de fertilisants et de pesticides, par les retombées atmosphériques ou par l'épandage de sels déglacant. De nombreuses études de traçage *in situ* ont été réalisées afin d'étudier le transfert d'eau et le transport de solutés dans les aquifères (Baker et Johnson 1981; Richard et Steenhuis 1988; Everts et Kanwar 1990; Magesan et al. 1994; Mohanty et al. 1998; Arlot 1999; Klavivko et al. 1999; Kung et al. 2000; Pang et al. 2000; Jaynes et al. 2001; Zehe et Fluhler 2001; Stamm et Sermet 2002; Abbasi et al. 2003; Gerke et Kohne 2004).

Les différents types d'écoulements souterrains sont gouvernés par un certain nombre de lois et d'équations (loi de Darcy, équation de Richards, etc.) décrites en détail dans bon nombre d'ouvrages (e.g. Todd et Mays 2005) et nous nous contenterons ici d'en rappeler les grands principes.

Un aquifère poreux de dépôts meubles est un ensemble de grains solides ou d'agrégats autour desquels existent des espaces vides appelés pores, qui peuvent être interconnectés ou non. Dans l'étude expérimentale et la modélisation des transferts dans un milieu poreux, il faut clairement identifier l'échelle de travail qui peut correspondre au pore, au laboratoire et au terrain (Vauclin, 1994). À l'échelle du laboratoire et terrain, les écoulements souterrains et le transport sont généralement décrits par des équations dont les variables et les paramètres sont représentatifs de grandeurs moyennes au sein du continuum de milieu poreux. Afin de pouvoir considérer le milieu poreux comme un continuum, l'approche du volume élémentaire représentatif est fréquemment utilisée : celui-ci consiste à affecter à un point de

l'espace la valeur moyenne des propriétés d'un volume de matériau sol (de Marsily, 1986).

Les écoulements souterrains sont formalisés par la loi de Darcy, valable dans une matrice poreuse homogène et isotrope pour un fluide homogène, isotherme et incompressible, dont l'énergie cinétique est négligeable, quand l'écoulement est laminaire et en régime permanent (Musy et Soutter 1991). La loi de Darcy indique que l'écoulement d'un liquide à travers un milieu poreux se fait dans la direction du gradient de charge hydraulique. Le débit dépend aussi d'une caractéristique fondamentale du matériau poreux : la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique à saturation est l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient. À l'échelle macroscopique, la loi de Darcy peut être généralisée aux milieux variablement saturés, en considérant que la conductivité hydraulique est fonction du potentiel de pression :

$$q = -K(h) \cdot \nabla(h) \quad [1]$$

q : débit par unité de surface [LT^{-1}]

$K(h)$: conductivité hydraulique non saturée [LT^{-1}]

h : charge hydraulique [L]

$\nabla(h)$: gradient hydraulique [LL^{-1}]

En zone non saturée la diminution de la teneur en eau entraîne une diminution rapide de la conductivité hydraulique. En milieu saturé, la conductivité hydraulique est maximale. On peut réécrire la loi de Darcy sous la forme :

$$Q = -K_{sat} S \frac{dh}{dL} \quad [2]$$

Q : débit [$L^3 T^{-1}$]

K_{sat} : conductivité hydraulique à saturation [LT^{-1}]

S : section d'écoulement [L^2]

L : distance parcourue par l'eau [L]

L'équation de continuité est la suivante :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 h}{\partial^2 y} = S.K \frac{\partial h}{\partial t} \quad [3]$$

h : charge hydraulique [L]

t : temps [T]

K : conductivité hydraulique [LT^{-1}]

La vitesse réelle de l'eau dans les pores se calcule comme suit :

$$V_r = \frac{Q}{Sn_e} \quad [4]$$

V_r : vitesse réelle de l'eau [LT^{-1}]

n_e : porosité effective [$L^3 L^{-3}$]

Q : débit [$L^3 T^{-1}$]

S : section d'écoulement [L^2]

Les processus de transport dans un aquifère ont lieu principalement dans la phase liquide, par le réseau poreux rempli d'eau. Un soluté est une substance chimique qui se dissout dans la phase liquide de l'eau (Musy et Soutter 1991). Quand les solutés entrent dans le sol, ils sont transportés par l'eau avec un mouvement convectif,

dispersif et diffusif. L'équation de convection-dispersion pour le transport de masse s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} \quad [5]$$

C : concentration [ML^{-3}]

t : temps [T]

D : dispersion hydrodynamique [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$]

V_r : vitesse réelle de l'eau [LT^{-1}]

x : distance [L]

Les paramètres décrivant le transport peuvent être obtenus par essais de traçage. La dispersivité longitudinale peut être obtenue selon les étapes suivantes :

1- Calcul de la vitesse réelle de l'eau :

$$V_r = \frac{L}{t_{0.5}} \quad [6]$$

V_r : vitesse réelle de l'eau [LT^{-1}]

$t_{0.5}$: temps qui correspond à l'arrivée de la concentration moyenne ($C_0=0.5$) [T]

2- Calcul du coefficient de dispersion :

$$D_L = \frac{\sigma_L^2}{2t} \quad [7]$$

$$\sigma_L = V_x \cdot (t_{84} - t_{16}) / 2 \quad [8]$$

D_L : dispersion [L^2T^{-1}]

σ_L : variance spatiale [L]

t_{84} : temps correspond à 84% de la concentration injectée ($C/C_0=0.84$) [T]

t_{16} : temps correspond à 16% de la concentration injectée ($C/C_0=0.16$) [T]

3- Calcul de la dispersivité longitudinale :

$$\alpha_L = \frac{D_L}{V_r} \quad [9]$$

α_L : dispersivité longitudinale [L]

D_L : dispersion [L^2T^{-1}]

V_r : vitesse réelle de l'eau [LT^{-1}]

La microstructure du milieu joue un rôle important dans la variation de la vitesse et la direction des polluants au sein du milieu poreux. La variation des vitesses génère une dilution du soluté par dispersion cinématique. La Figure I.1 illustre trois facteurs principaux qui sont responsables de la dispersion : la taille des pores, la longueur parcourue par les polluants et la friction qui entraîne un gradient de vitesse maximal au milieu du pore et minimal le long des parois (Fetter, 2001).

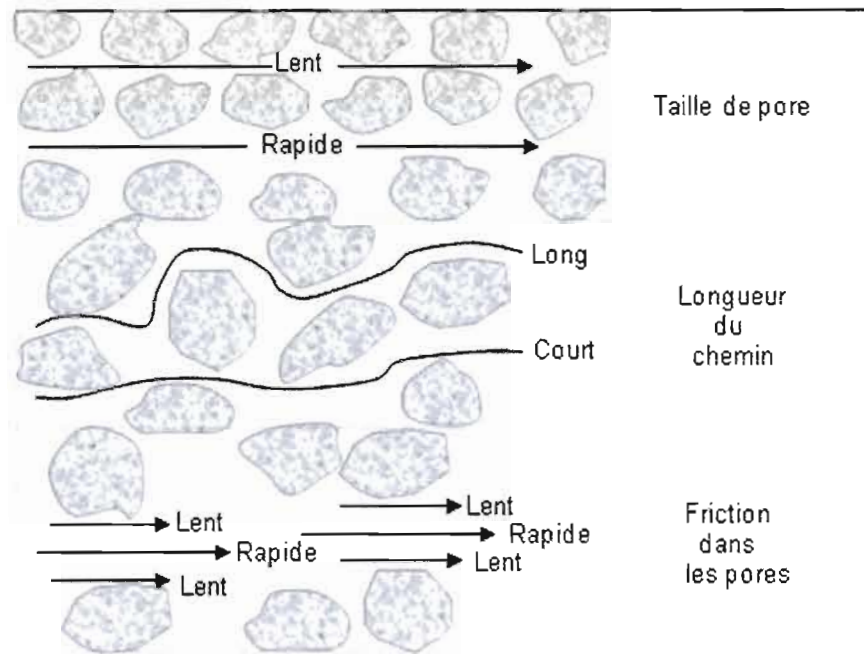


Figure I.1 : Facteurs qui influençant la dispersion longitudinale à l'échelle du pore
(adaptée de Fetter, 2001)

I.2. Modèles d'écoulement et de transport

La modélisation de l'écoulement et du transport peut être réalisés à partir de modèles physiques, de modèles analogiques ou de modèles mathématiques. Dans le premier cas, le modèle est une maquette qui reproduit d'une manière adéquate la réalité à une échelle réduite. Les modèles analogiques utilisent les similitudes qui existent entre le phénomène à étudier et un autre phénomène physique. La méthode la plus courante est l'analogie entre le courant électrique et le flux d'eau. Le modèle mathématique est issu des lois physiques réagissant ces phénomènes. Celles-ci sont la loi de Darcy (éq.2) et l'équation de continuité pour l'écoulement et l'équation de convection-dispersion pour le transport de masse (éq.5). Dans ce travail, la modélisation physique et la modélisation mathématique sont utilisées.

I.2.1. Modèles physiques

Les modèles physiques sont réalisés dans des systèmes de taille généralement métrique au laboratoire. En hydrologie, ces modèles visent à mieux comprendre les processus de transfert d'eau et de solutés dans les milieux poreux (Oostrom et al. 1992; Silliman et al. 2002; Schmalz et al. 2002; Danquigny et al. 2004). Plusieurs études (Mehl et Hill 2001; Danquigny et al. 2004) s'intéressent au transfert d'eau et de solutés sur un modèle physique à l'échelle de laboratoire rempli d'un matériau aquifère. Depuis l'introduction de la maquette hydrologique par Schwille (Jackson et al. 2003) au début des années 80, les expériences en maquette (réservoir de sable) sont devenues largement utilisées pour étudier le comportement de la phase liquide dense et non aqueuse (DNAPL) dans les matériaux hétérogènes.

I.2.1.1. Modèles physiques 1D

Plusieurs travaux utilisant des modèles physiques 1D ont été recensés dans la littérature. Une récapitulation chronologique des recherches bibliographiques est présentée dans le Tableau A1 (voir annexe). Les expériences 1D présentent plusieurs intérêts : leur facilité de mise en œuvre; la courte durée des expériences; la précision des mesures et leur disponibilité en quantité; la facilité de contrôler l'expérience (Huang et al. 1995). De plus, elles permettent de travailler avec une bonne connaissance du milieu et un champ de vitesse 1D facilite l'interprétation des résultats. Enfin les expériences 1D sont moins coûteuses. L'inconvénient est qu'elles ne sont pas une bonne présentation des processus rencontrés dans les milieux 3D. Autrement dit, les dimensions et l'irrégularité de la distribution des propriétés du milieu naturel ne sont pas présentées dans ce genre de modèles.

Selon les essais réalisés, les études 1D ont comme objectif d'estimer la porosité, la conductivité hydraulique et la dispersivité, en utilisant des milieux simplifiés. En général, les expériences 1D utilisent des colonnes d'une longueur de l'ordre du mètre

et un diamètre inférieur au décimètre. Dans le but d'être plus réaliste, (Nguyen et al. 1990) ont utilisé une colonne de 6 m de longueur et 3 m de diamètre. Pareillement, Welty et Elsner (1997) ont construit une colonne d'une longueur de 5,2 m, qui atteint les limites de l'échelle de leur laboratoire.

Les essais d'écoulement et de transport sont réalisés en régime permanent avec des mesures de débit, de charges et de concentration. Afin de faciliter la compréhension du phénomène de dispersion et de l'effet d'échelle, les hydrogéologues ont créé toutes sortes de milieux poreux. Par exemple, on peut citer les combinaisons linéaires de trois milieux homogènes de Sternberg et Greenkorn (1994), Sternberg et al (1996), les milieux périodiques de Irwin et al. (1996) qui se répètent en alternance et aussi le milieu à double porosité de Delay et al. (1997). Pour se rapprocher des conditions du terrain, Welty et Elsner (1997) ont créé des milieux poreux hétérogènes aléatoires ayant des propriétés statistiques identiques à celles observées dans la nature.

Dans le but de mieux analyser la dispersion, plusieurs chercheurs tentaient de créer une corrélation entre la dispersion et les autres grandeurs mesurées. Par exemple, Khan et Jury (1990) remarquent qu'il y a une proportionnalité entre la dispersion et la vitesse et le diamètre de la colonne. Ce qui contribue à réduire le temps de séjour du traceur. Aussi, Sternberg et Greenkorn (1994) confirment que la moyenne des dispersivités des milieux homogènes ne représente pas la dispersivité du milieu hétérogène qui les compose, ils ont tenté de trouver une relation entre la vitesse dans les pores, la conductivité hydraulique, le coefficient de diffusion moléculaire, la distance parcourue, la viscosité cinématique pour formuler la dispersivité. Nelson et al. (2003) constatent l'influence de la diffusion moléculaire entre des zones de vitesses différentes sur la dispersivité, en utilisant des traceurs avec des coefficients de diffusion différents.

I.2.1.2. Modèles physiques 2D

Parmi les expériences 2D on retrouve deux types de dispositifs expérimentaux : les milieux poreux dont l'une des dimensions est négligeable par rapport aux deux autres et les milieux poreux 3D dont les caractéristiques sont constantes dans une direction. Contrairement aux expériences 1D, les expériences 2D permettent d'étudier transversalement l'écoulement et le transport et sont plus représentatives des processus réels. Le Tableau A2 rassemble plusieurs études des modèles physiques 2D recensés dans la littérature (voir annexe).

Les années 80 ont vu la naissance des premiers modèles 2D afin d'étudier les milieux stratifiés. Avec un modèle qui contient une zone très perméable qui enveloppe au centre une zone de faible conductivité hydraulique, Sudicky et al. (1985) remarquent une importante diffusion moléculaire à l'interface des strates. Silliman et al. (1987) étudient l'effet de l'anisotropie sur le transport, en utilisant un modèle physique qui permet l'écoulement dans des directions perpendiculaires et deux types de milieux anisotropes, les milieux structurés et les milieux tortueux. Le rapport entre la dispersivité longitudinale mesurée d'une part avec un écoulement dans le sens des grandes conductivités et d'autre part celles mesurée dans le sens des faibles conductivités est un bon moyen de caractériser ces milieux. Ce rapport est inférieur à un pour les milieux tortueux et supérieur à un pour les milieux structurés qui ne sont pas aléatoires.

Par la suite, l'effet de l'hétérogénéité a attiré l'attention de plusieurs scientifiques. Refsgaard (1986) a créé deux milieux hétérogènes, un avec une répartition aléatoire et l'autre une distribution régulière. Cet auteur a montré que la dispersivité s'approche du produit de la variance spatiale de la conductivité hydraulique est de la longueur de corrélation. Il a montré aussi que la zone proche de la source du traceur est difficile à modéliser.

Silliman et Zheng (2001) ont montré que les expériences d'écoulement dans un milieu hétérogène ou les conductivités appartiennent à une loi log-normale et sont distribuées dans l'espace suivant un variogramme exponentiel donnent des résultats qui concordent avec les théories stochastiques. Ces théories sont représentées par une distribution dans le temps ou dans l'espace des variables aléatoires qui sont gouvernées par des lois mathématiques.

Dans le but de fournir une connaissance plus approfondie et plus réaliste des processus que celles des modèles 1D et 2D, plusieurs modèles 3D ont été introduits. Le modèle MARCEAUS 3D (Modèle d'Analyse et de Recherche sur la Contamination des EAUX Souterraines) de dimensions 600 x 100 x 100 cm, représente un milieu poreux structuré spatialement et peut accueillir différents régimes d'écoulement (Danquigny et al. 2004). Ce modèle physique est un véritable 3D puisque les caractéristiques du milieu varient dans les trois directions. Dans une étude de transport de solutés de haute résolution, Slater et al (2003) ont utilisé la tomographie par résistivité électrique (3D ERT) a été employée dans une large maquette expérimentale 3D. La maquette de dimensions 185 cm × 245 cm × 186 cm a été remplie de sable moyen, avec un canal de gravier et une couche fine de sable. Ce système hétérogène a été conçu pour représenter de manière plus réaliste le transport de soluté. Un traceur NaCl de conductivité électrique 1.34 S/cm a été injecté dans la maquette et surveillé avec ERT 3D. Les résultats de cette étude confirment que l'utilisation de l'ERT 3D est un outil potentiellement puissant pour quantifier le transport de solutés (Slater et al. 2003).

I.2.1.3. Les simulateurs de pluie

Pendant plusieurs décennies les chercheurs ont développé des simulateurs de pluie de façon à reproduire une pluie naturelle. Cette tâche n'est pas facile car les événements pluvieux varient dans le temps et dans l'espace, et les caractéristiques d'une pluie dans une région donnée ne sont généralement pas suffisamment connues pour bien les reproduire (Peterson et Bubenzen, 1986). Les simulateurs de pluies sont utilisés depuis les années 1930 mais le développement technologique des 20 dernières années a donné un nouvel essor à la simulation de la pluie, permettant de créer des appareils plus diversifiés et performants.

La mesure des pluies naturelles nécessite une durée d'observation assez longue, tandis que les pluies simulées peuvent être réalisés pendant de courtes périodes. De plus, les résultats obtenus à partir des pluies simulées donnent plus d'information, car le fait de reproduire des intensités précises permet d'avoir un plein contrôle sur les paramètres qui entrent en jeu. Les simulateurs de pluie ont également l'avantage de pouvoir reproduire la même pluie à plusieurs reprises, tandis qu'obtenir le même événement pluvieux naturel pourrait prendre plusieurs années. À titre d'exemple, pour mener des études à l'aide des pluies naturelles et obtenir une représentativité satisfaisante des effets produits à la suite d'un tel événement, il faut une période de 10 à 25 ans (Meyer et McCune, 1958; Meyer, 1965).

Après les années 1960, plusieurs paramètres ou critères pour la mise au point d'un simulateur de pluie ont été utilisés. Meyer (1965) cite les critères suivants : 1) la distribution de la taille des gouttes de pluie doit être similaire à celle d'une pluie naturelle; 2) la vitesse des gouttes à l'impact au sol doit être proche de la vitesse terminale des gouttes naturelles; 3) l'intensité de la pluie doit être représentative de la région et des conditions naturelles; 4) l'application doit être uniforme sur la surface arrosée; 5) l'intensité totale appliquée doit être proche de celle des pluies naturelles; 6) l'application sur la surface arrosée doit être presque continue; 7) les expériences

doivent être reproductibles; 8) l'impact des gouttes doit être près de la direction verticale. Les simulateurs de pluies sont utilisés depuis longtemps pour des études de ruissellement, d'érosion et d'infiltration. Ces études peuvent être menées soit au laboratoire ou sur un sol naturel. Par contre, aucun système, aussi perfectionné soit-il, ne peut répondre à tous ces critères (Avendano, 1999).

I.2.2. Modèles mathématiques

Depuis les années 1970, des modèles numériques décrivant les mécanismes d'écoulement et de transport dans les aquifères ont été développés et appliqués à de nombreuses études de cas. Les modèles mathématiques peuvent être classés comme déterministes ou stochastiques. Un modèle est dit stochastique si certains des paramètres et variables impliqués sont des variables aléatoires représentées par une fonction de distribution de probabilité. Si aucune de ces grandeurs n'est considérée comme étant aléatoire, le modèle est déterministe. La grande majorité des modèles hydrogéologiques sont de type déterministe.

Modflow est actuellement un des modèles les plus couramment utilisés pour simuler l'écoulement des eaux souterraines. Ce modèle est basé sur la méthode de différences finies pour la modélisation tridimensionnelle de l'écoulement en milieu saturé (McDonald et Harbaugh, 1988). Il permet de simuler l'écoulement en milieu saturé dans des systèmes hydrogéologiques où les couches aquifères peuvent être libres, captives ou une semi-captives.

Un grand nombre de modèles ont été développés pour la simulation de transport de soluté. Parmi ceux-ci le modèle MT3D (Chiang, 2005) a été utilisé pour simuler le transport dans ce projet. Il permet de modéliser le transport par convection et par dispersion hydrodynamique tout en considérant d'éventuels processus de rétention ou

de dégradation. LGMCAD (LGM Concentration of solutes based on Advective-Dispersive transport) est un modèle qui simule le transport de solutés et qui est basé sur une approche lagrangienne. Ce modèle a été réalisé afin de décrire le transport convectif-dispersif et inclut un processus de premier degré qui représente une approche simplifiée de la dénitrification (Wendland, 1992; Van Beek et al. 1994). SWMS_2D est un modèle 2D d'écoulement d'eau et de transport de soluté, ce modèle utilise la loi de Darcy pour l'écoulement et l'équation de convection-dispersion pour le transport de solutés (De Vos et al. 2000). Les modèles simulant une pollution diffuse de l'eau souterraine exigent souvent un grand nombre de paramètres pour reproduire un ensemble de processus bio-géochimiques et de transport de solutés. Leurs résultats peuvent être très sensibles aux valeurs des paramètres. Plus le modèle est complexe plus la difficulté de contrôle et d'estimation des paramètres hydrauliques et du transport augmente. Pour ces raisons, les simulations ne sont pas toujours satisfaisantes (de Willigen 1991).

Les modèles analytiques fournissent une solution exacte à l'équation différentielle de l'écoulement et du transport pour des conditions très précises. Les solutions analytiques sont parfois utiles pour résoudre l'équation de transport de soluté (Bear, 1979). En général, pour obtenir la solution analytique exacte à l'équation différentielle d'écoulement et du transport, il faut idéaliser fortement, les propriétés et les conditions aux limites du système aquifère. Dans la plupart des problèmes de terrain, les avantages mathématiques d'avoir une solution analytique exacte sont contrecarrés par les erreurs dues aux hypothèses simplificatrices, relatives à l'environnement complexe du terrain.

Néanmoins, ces équations sont très utiles pour vérifier les résultats des modèles physiques. Pour un écoulement souterrain libre, Dupuit (éq.10) a développé une théorie qui permet une solution simple basée sur les hypothèses suivante : la surface piézométrique est légèrement inclinée, les lignes de courant sont considérées

horizontales et les lignes équipotentielles sont verticales et par conséquent les pentes des surfaces libres et gradients hydrauliques sont égaux.

L'équation (11), représente l'équation Dupuit sous l'effet de la recharge. Dans une maquette 2D en laboratoire, cette équation peut être utilisée pour déterminer la conductivité hydraulique du matériau testé.

$$K = \frac{q \cdot 2L}{(h_1^2 - h_2^2)} \quad [10]$$

$$q = \left[\frac{K}{2L} \cdot (h_0^2 - h_L^2) \right] + w \left(x + \frac{L}{2} \right) \quad [11]$$

h_0 : charge hydraulique à l'origine [L]

h_L : charge hydraulique à une distance L de l'origine [L]

L : longueur du milieu [L]

w: recharge [LT^{-1}]

x : distance entre ligne de partage des eaux et bac amont [L]

q : débit [L^3T^{-1}]

K : conductivité hydraulique [LT^{-1}]

h_1 et h_2 : charges hydrauliques [L]

CHAPITRE II : DESCRIPTION DES DISPOSITIFS EXPÉRIMENTAUX

Ce chapitre présente les dispositifs expérimentaux développés et utilisés dans le cadre de ce mémoire.

II.1. Le dispositif de Darcy

La Figure II.1 représente le dispositif de Darcy utilisé dans cette étude. Ce dispositif permet de réaliser des essais d'écoulement et de traçage dans le but de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives des cinq sables étudiés. Le dispositif est mesure 43 cm x 25 cm x 25 cm. Il est incliné de manière à reproduire un gradient hydraulique ($i = \Delta h / L$) de 0.01.



Figure II.1 : Dispositif de Darcy

II.2. La maquette hydrogéologique

La maquette hydrogéologique (Figure II.2) est un modèle physique dans lequel l'écoulement sans recharge se fait en 2D. En présence de recharge, l'écoulement devient 3D, même si l'hétérogénéité imposée dans la maquette (voir section III.1) est 2D. Le choix de la taille de la maquette résulte d'un compromis entre la recherche d'un système expérimental "idéal" et les contraintes techniques liées à l'espace disponible. La maquette est composée d'un bassin en plexiglas posé sur un châssis métallique. Le bassin est séparé en trois parties: un bac amont, relié au système d'adduction d'eau et muni d'un trop plein, un bac aval également muni d'un trop plein et un bac central parallélépipédique contenant le milieu poreux de dimensions 2 m x 1.32 m x 0.25 m.

L'écoulement se fait selon la longueur de la maquette, du bac amont vers le bac aval, ce qui permet de contrôler le gradient dans la nappe libre. Le milieu poreux est séparé des bacs amont et aval par des parois perforées (recouvertes de géotextile). Un réservoir situé en amont de la maquette permet de désoxygéner l'eau de l'aqueduc de manière à éviter l'introduction de bulles d'air dans la maquette. Dans le fond de la maquette, les trous de 201 prises de pression pour la mesure des charges hydrauliques sont munis des petits morceaux de géotextile pour limiter le passage de sable dans tuyaux. Ces prises de pression sont distantes de 10 cm (Figure II.3).

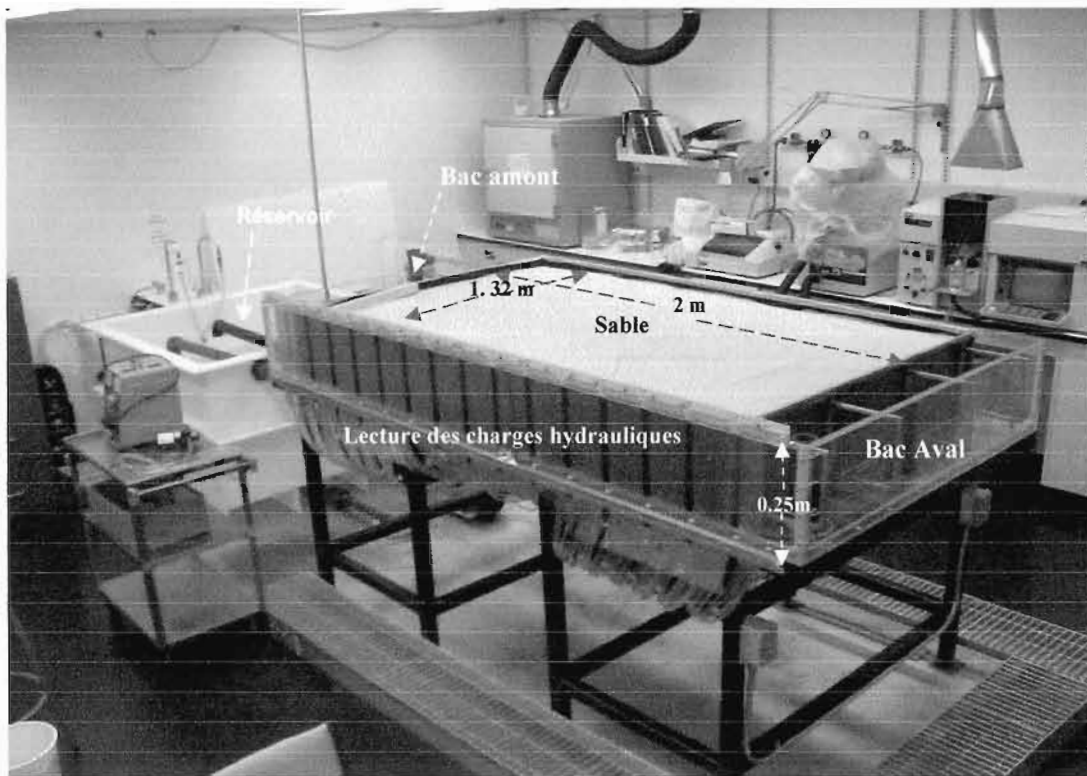


Figure II.2 : Maquette hydrogéologique

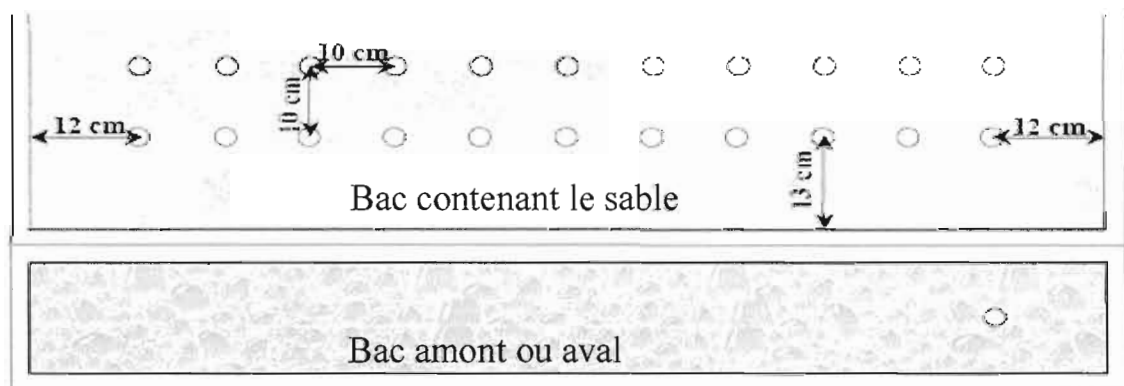


Figure II.3 : Extrémité de la maquette

II.3. Le simulateur de pluie

Le simulateur de pluie installé sur la maquette hydrogéologique est composé de 60 gicleurs fournissant un débit maximal de 6.81 L/h, fixé au plafond du laboratoire, au-dessus de la maquette. L'ensemble maquette-simulateur est entouré d'une toile de plastique pour éviter le débordement de l'eau dans le laboratoire. La pluie maximale générée par le simulateur de pluie est de 127 mm/hr. Deux barils de 250 L chacun sont placés à côté de la maquette et ils sont liés au simulateur de pluie via une pompe. Ces barils sont utilisés alternativement afin de faciliter l'injection d'une recharge contaminée. Lorsque le simulateur de pluie est utilisé, l'alimentation de la maquette est interrompue. L'écoulement se fait alors de la maquette vers les deux extrémités.

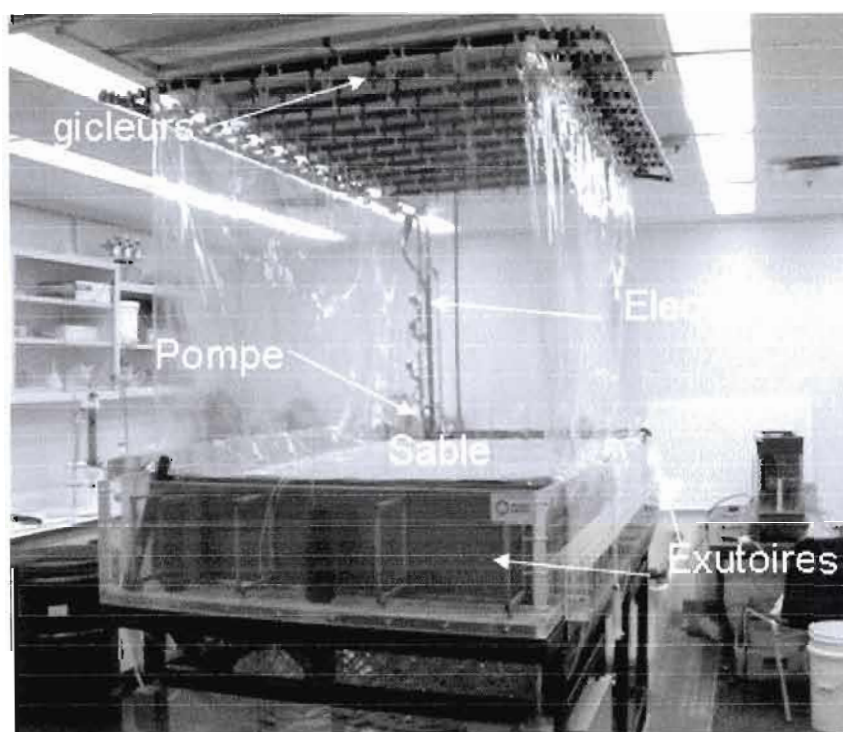


Figure II.4 : Maquette hydrogéologique et simulateur de pluie

Les expériences d'écoulement sont réalisées en régime permanent. La mesure de débit est utilisée pour régler l'écoulement avant une expérience et pour contrôler sa stabilité pendant celle-ci. Les débits aux exutoires sont mesurés régulièrement par pesée d'un volume d'eau s'écoulant en un temps donné. La somme des débits obtenus aux deux extrémités fournit le débit total qui s'écoule dans la maquette et permet de mesurer l'intensité de la pluie. Tous les gicleurs sont connectés à une électrovalve commandée par une minuterie comportant un cycle de 20 secondes réglable entre 100% (20sec/20sec) et 25% (5sec/20sec). Le contrôle et le changement du réglage de la minuterie permettent le passage d'une intensité à l'autre. La courbe de la Figure II.5 illustre les intensités réelles de la pluie telles que calibrées sur la maquette. Les intensités disponibles varient de 98 mm/h à 27 mm/h. Ces valeurs sont très fortes et largement supérieures aux intensités réelles.

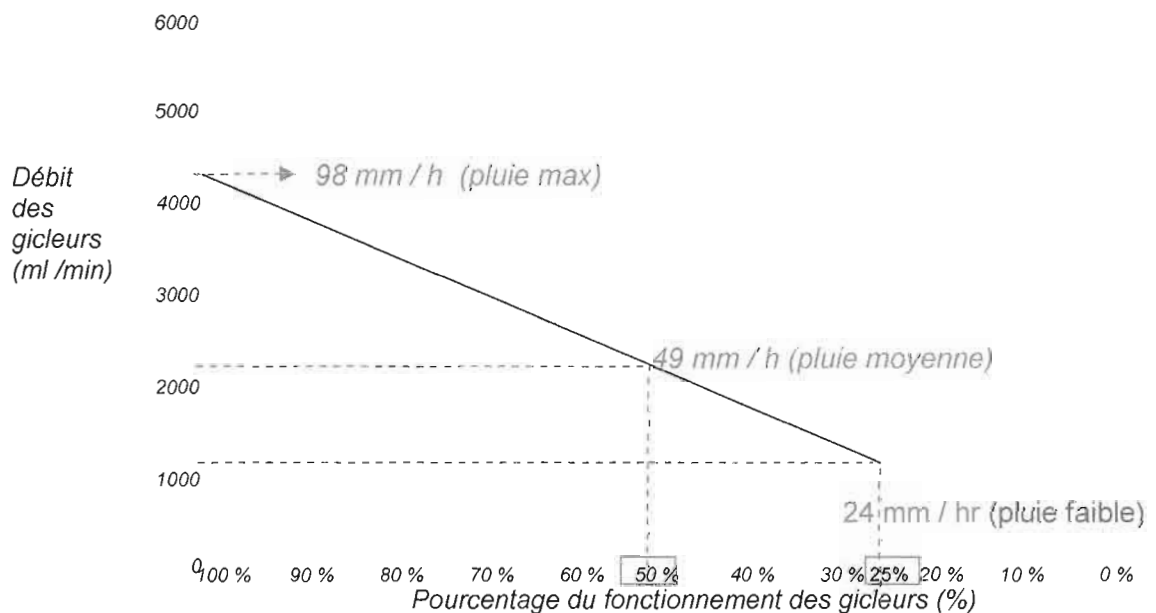


Figure II.5 : Intensités disponibles avec le simulateur de pluie

CHAPITRE III : MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente une description détaillée de la méthodologie qui a été utilisée dans ce projet. La première étape a consisté à caractériser les différents sables à partir des courbes granulométriques puis des essais d'écoulement et de traçage réalisés dans le dispositif de Darcy. En second lieu, un milieu hétérogène a été mis en place dans la maquette hydrogéologique, en utilisant une méthode de simulation séquentielle gaussienne. Des essais d'écoulement et de traçage ont ensuite été réalisés dans la maquette hydrogéologique avec recharge et sans recharge. Finalement, l'écoulement et le transport sont simulés numériquement.

III.1 Choix des milieux

Le choix des milieux homogène et hétérogène a été fait en considérant plusieurs contraintes : 1) l'obtention d'un temps de séjour suffisamment court pour permettre l'acquisition manuelle des résultats de traçage; 2) la réalisation d'un milieu aquifère représentatif de conditions réelles; 3) la disponibilité des sables.

Les sables utilisés sont les suivants: le sable 2075 (75% du sable qui ne passe pas à travers un tamis #20) acheté à la compagnie Webster spécialisée dans la production de matériaux de construction et des produits industriels et le sable 2010 (10% du sable qui ne traverse pas un tamis #20) acheté à la compagnie Tech-Mix Division de Bau-Val Inc située à Varennes.

Les tests en milieu homogène dans la maquette hydrogéologique ont été réalisés avec le sable 2075. Ce sable très bien trié et relativement grossier n'est cependant pas représentatif d'un milieu naturel. Plus de 50% des grains ont un diamètre d'approximativement 1 mm et la conductivité hydraulique du sable est relativement

élevée. De nouveaux sables ont ensuite été créés en mélangeant les 2010 et 2075 à différentes proportions. Le sable 1 (100% 2010), le sable 2 (50% 2010, 50% 2075), le sable 3 (25% 2010, 75% 2075), le sable 4 (75% 2010, 25% 2075) et le sable 5 (100% 2075). Un milieu hétérogène structuré spatialement et composé de ces cinq sables a été inséré dans la maquette hydrogéologique. La section centrale de la maquette est divisée en cellule de 4 cm x 4 cm x 25 cm. Le milieu poreux résultant possède une hétérogénéité horizontale. Cette hétérogénéité est toutefois limitée en raison des faibles contrastes de propriétés hydrauliques entre les cinq sables.

La distribution spatiale des cinq sables est corrélée statistiquement et correspond à un variogramme exponentiel (Figure III.1) :

$$Cov(h) = \sigma_{\gamma}^2 \cdot \exp(-h/l_{\gamma}) \quad [12]$$

$Cov(h)$: covariance exponentielle de $\ln(K)$ [L^2T^{-2}]

h : distance entre deux points [L]

σ_{γ}^2 : variance de $\gamma = \ln(K)$ [L^2T^{-2}]

l_{γ} : longueur de corrélation [L]

K : conductivité hydraulique [LT^{-1}]

Une longueur de corrélation de 20 cm a été choisie afin de respecter quelques règles géostatistique sur l'hétérogénéité : il doit y avoir 5 à 10 cellules par longueur de corrélation et 5 à 10 longueurs de corrélation dans la longueur du domaine d'écoulement (Reese et al. 2006). Le champ de conductivités hydrauliques est généré par simulation séquentielle gaussienne au moyen des données de GSLIB (Deutsch et Journel 1998). La Figure III.1 illustre le variogramme expérimental correspond à ce champ de conductivités hydrauliques.

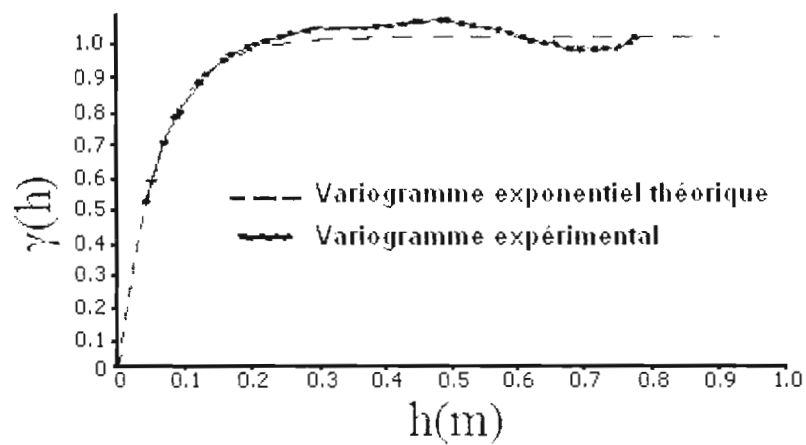


Figure III.1 : Variogramme exponentiel ajusté selon les sables disponibles

La Figure III.2 illustre la distribution spatiale des cinq sables qui sont représentés respectivement par K1 (sable 1), K2 (sable 2), K3 (sable 3), K4 (sable 4) et K5 (sable 5).

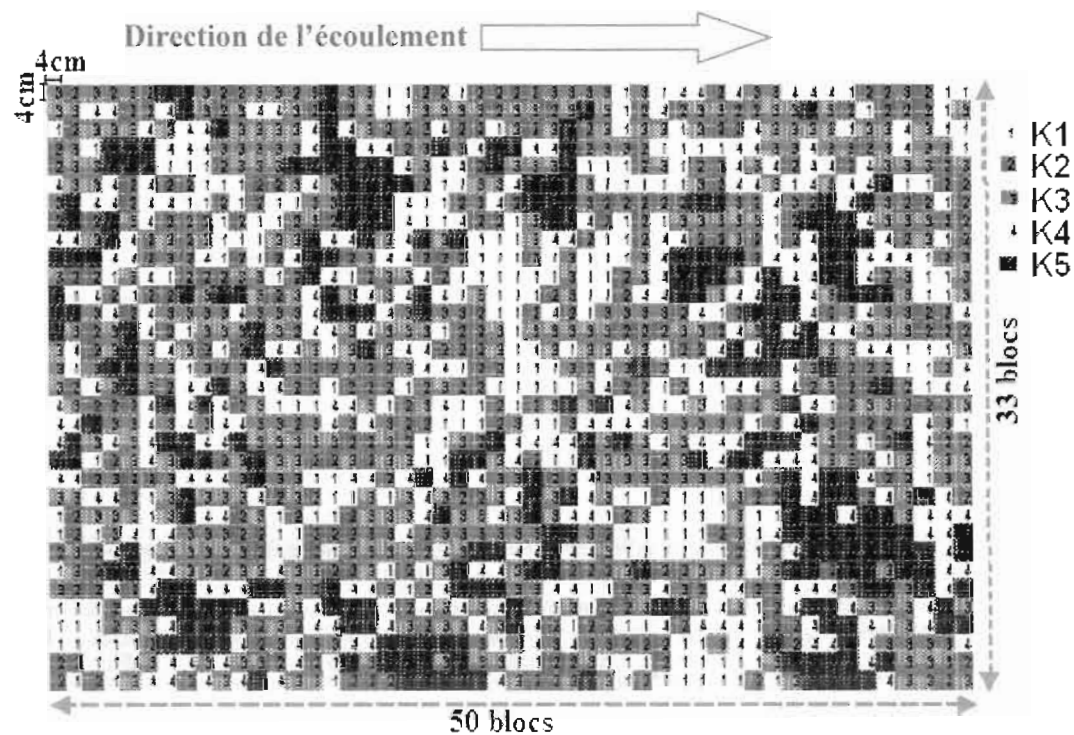


Figure III.2 : Distribution spatiale des sables du milieu hétérogène

La Figure III.3 illustre le mode de remplissage de la maquette. La matrice de plastique illustrée a été utilisée de manière à remplir la maquette des cellules hétérogènes, une section à la fois. Au moment de l'enlèvement de la matrice de plastique, le sable de chaque cellule de mélange localement avec le sable des cellules voisines au contact des cellules. Ceci peut générer une légère variation dans les dimensions des cellules implantées.

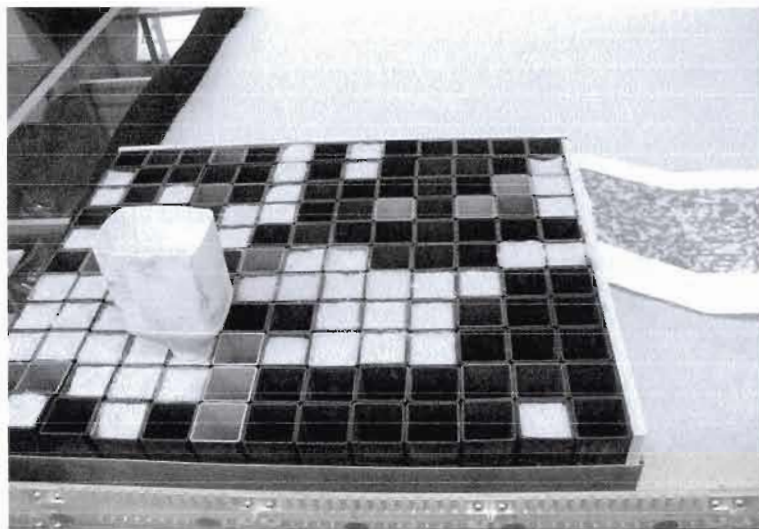


Figure III.3 : Remplissage de la maquette du milieu hétérogène

III.2 Détermination de la conductivité hydraulique

III.2.1 Méthode de Hazen

La conductivité hydraulique des cinq sables est d'abord estimée à l'aide de l'équation de Hazen (Kasenow, 2002) et de la courbe granulométrique. L'équation de Hazen s'écrit comme suit :

$$K = C(d_{10})^2 \quad [13]$$

K : conductivité hydraulique [LT^{-1}]

C : coefficient basé sur le type de sol [T^{-1}]

d_{10} : diamètre des grains pour lequel le pourcentage passant est égal à 10% [L]

Comme il est généralement difficile d'estimer le coefficient C , la méthode de Hazen est utilisée avec $C=40$ et $C=150$ pour établir un intervalle de conductivités hydrauliques pour chaque sable.

III.2.2 Expérience d'écoulement dans le dispositif de Darcy

Le dispositif de Darcy est rempli successivement avec chacun des cinq sables. Un régime permanent d'écoulement a été mis en place et le débit sortant a été mesuré en pesant le volume d'eau écoulé pendant un temps donné. L'équation de Darcy est ensuite utilisée pour estimer la conductivité hydraulique de chaque sable (Eq. 2). Afin de pouvoir appliquer l'équation de Darcy pour déterminer la conductivité hydraulique, le dispositif de Darcy est incliné pour avoir un gradient hydraulique de 0.01. Deux exutoires sont installés dans les deux bacs du dispositif de Darcy pour

maintenir une charge hydraulique de 18 cm. Le dispositif est alimenté continuellement à partir du bac amont. Les mesures du débit de sortie permettent la détermination de la conductivité hydraulique.

III.2.3 Essais d'écoulement dans la maquette hydrogéologique

Des essais d'écoulement en régime permanent ont réalisés dans la maquette hydrogéologique sans recharge par Trépanier (2006) et avec recharge dans le présent travail de maîtrise. Tous les essais ont réalisés avec le milieu homogène (Sable 1). Pour calculer la conductivité hydraulique du sable, il faut utiliser les charges amont et aval ainsi que le débit à la sortie dans l'équation de Dupuit (eq. 10). Trois essais d'écoulement ont été effectués avec recharge selon trois différentes intensités du simulateur de pluie. Les intensités choisies du simulateur de pluie sont 100% (pluie max), 50% (pluie moyenne) et 25% (pluie faible).

III.3 Essais de traçage dans le dispositif de Darcy et dans la maquette hydrogéologique

La dispersivité longitudinale a d'abord été estimée pour chacun des cinq sables par essai de traçage dans le dispositif de Darcy. Le NaCl a été utilisé comme traceur car il n'est pas soumis à l'absorption et sa mesure est précise et peu couteuse. Le NaCl est facilement mesuré à l'aide de la conductivité électrique estimée directement à l'exutoire de la maquette à l'aide d'un conductimètre portable WTW. La relation entre la conductivité électrique et la concentration est linéaire pour les faibles concentrations. Comme la conductivité électrique varie avec la température, les électrodes nécessitent un étalonnage in situ. Les concentrations en NaCl utilisées doivent être faibles pour éviter toute modification des écoulements générée par les

gradients de densité et de viscosité. Une concentration de 2 g/L est considérée satisfaisante. La Figure III.4 représente la courbe de calibration du conductimètre.

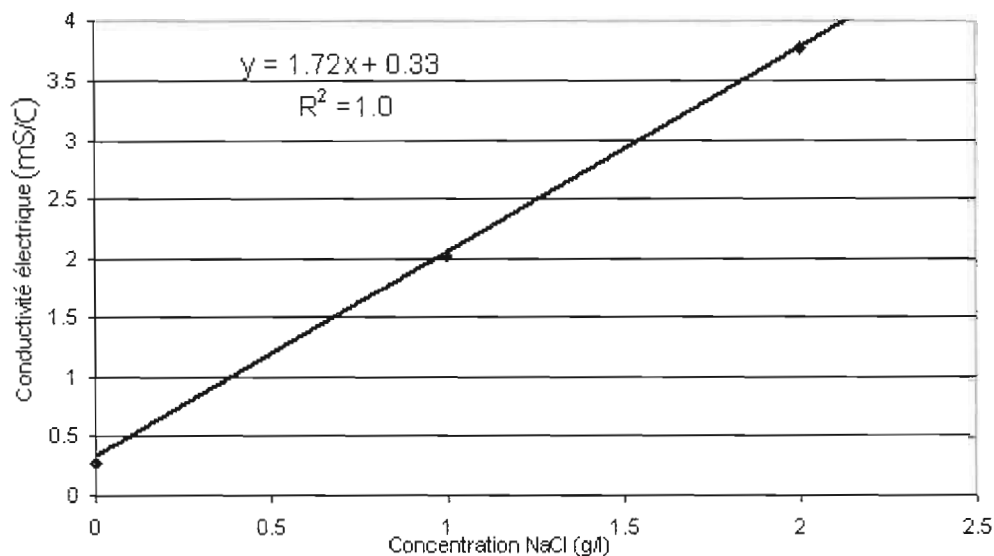


Figure III.4 : Courbe de calibration de la sonde de conductivité électrique

Dans le dispositif de Darcy, les traçages sont réalisés de la manière suivante. Le traceur est d'abord injecté dans le bac amont où il est mélangé avec l'eau provenant du bac d'alimentation. L'essai de traçage consiste à suivre le déplacement et la dispersion du traceur dans le milieu poreux où est instauré un écoulement en régime permanent. La conductivité électrique de l'eau du bac aval est mesurée à toutes les cinq minutes. L'injection du traceur est interrompue lorsque la concentration en NaCl dans le bac aval atteint 2 g/L. L'écoulement est maintenu jusqu'à ce que le traceur ait entièrement disparu du milieu poreux. Les concentrations sont ensuite tracées en fonction du temps à l'aide de la transformation suivante:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{CE_{mes} - CE_{eau}}{CE_0 - CE_{eau}} \quad [14]$$

C : concentration [ML⁻³]

C₀ : concentration dans le traceur injecté 2 g/L [ML⁻³]

CE_{mes}: conductivité électrique mesurée [ML⁻³]

CE_{eau}: conductivité électrique de l'eau [ML⁻³]

CE₀: conductivité de la solution injectée [ML⁻³]

En raison de la dépendance de la dispersivité longitudinale à l'échelle du domaine d'étude, les résultats obtenus à partir du dispositif de Darcy et de la maquette hydrogéologique sont représentatifs de deux échelles différentes. Il est donc nécessaire de réaliser des essais de traçage également dans la maquette hydrogéologique. Dans la maquette hydrogéologique les traçages sans recharge sont réalisés comme suit pour les essais sans recharge (voir Figure III.5) :

Premièrement, remplir deux barils de 25 L avec du traceur en rajoutant le NaCl jusqu'à l'affichage de la valeur de 3.76 mS/cm dans le conductimètre qui correspond à une concentration de 2 g/L, ensuite arrêter la pompe de la maquette pour empêcher l'alimentation du bac amont avec l'eau du réservoir, puis ajouter le NaCl dans le bac amont pour atteindre la même concentration des barils (2 g/L = 3.76 mS/cm), alimenter la maquette avec l'eau des barils en injectant le traceur dans le bac amont avec une pompe auxiliaire, connecter l'exutoire du bac aval avec les barils pour récupérer le traceur, calculer le débit à l'exutoire du bac aval mesurant le volume pendant une minute, lorsque la conductivité électrique 3.76 mS/cm est atteinte dans le bac aval, débrancher la pompe auxiliaire afin d'arrêter l'injection du traceur dans le

bac amont; brancher en même temps la pompe principale qui alimente la maquette d'eau propre (sans sel) du réservoir et finalement, prendre toutes les mesures jusqu'à l'atteinte d'une concentration dans le bac aval similaire à celle de l'eau propre venant du réservoir. Comme pour les essais de traçage réalisés dans le dispositif de Darcy les concentrations sont transformées à l'aide de l'équation [10]

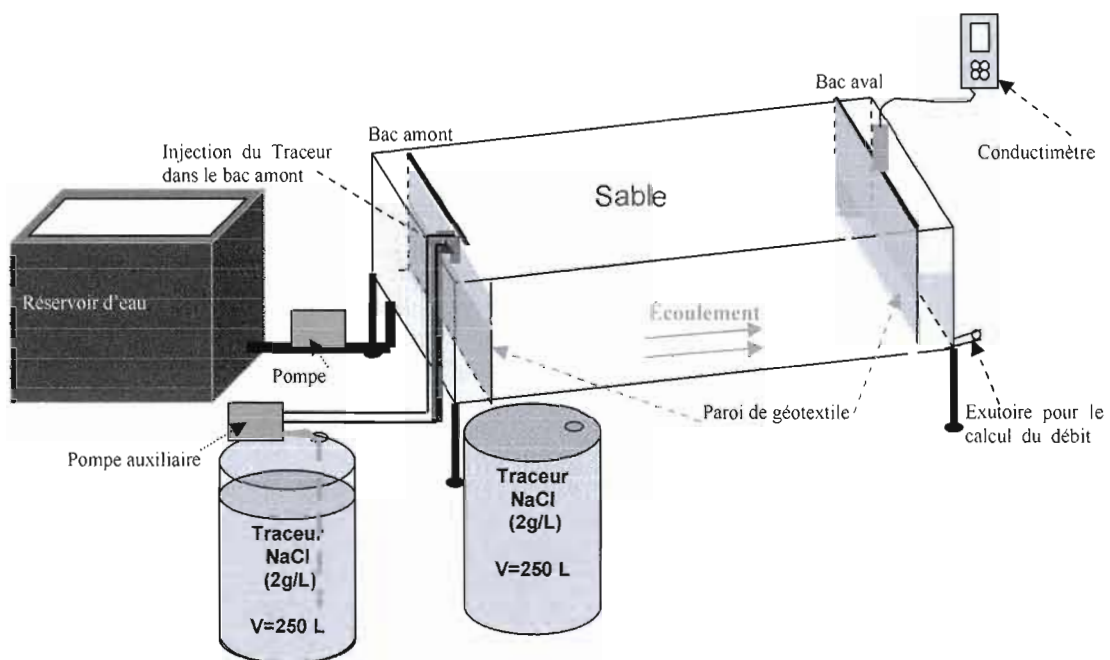


Figure III.5 : Dispositif expérimental pour un essai de traçage sans recharge dans la maquette hydrogéologique

La Figure III.6 illustre le dispositif utilisé pour les essais de traçage avec recharge. Le traceur est injecté verticalement sur la maquette à l'aide du simulateur de pluie. Pour cette expérience, l'échantillonnage est réalisé en plusieurs points à l'intérieur de la maquette (Figure III.7) afin d'étudier le mélange du traceur avec l'eau en place. Pour l'échantillonnage, des tuyaux de plastique fixés à des tiges métalliques sont insérés dans la maquette jusqu'au fond. À chaque point d'échantillonnage deux tuyaux sont

mis en place à 0 cm et 10 cm du fond de la maquette. L'échantillonnage dans les exutoires a été réalisé après le brassage de l'eau et représente donc une concentration moyenne. Également chaque courbe de restitution du traceur est la moyenne de trois essais de traçage réalisés dans les mêmes conditions pour minimiser les erreurs de mesure.

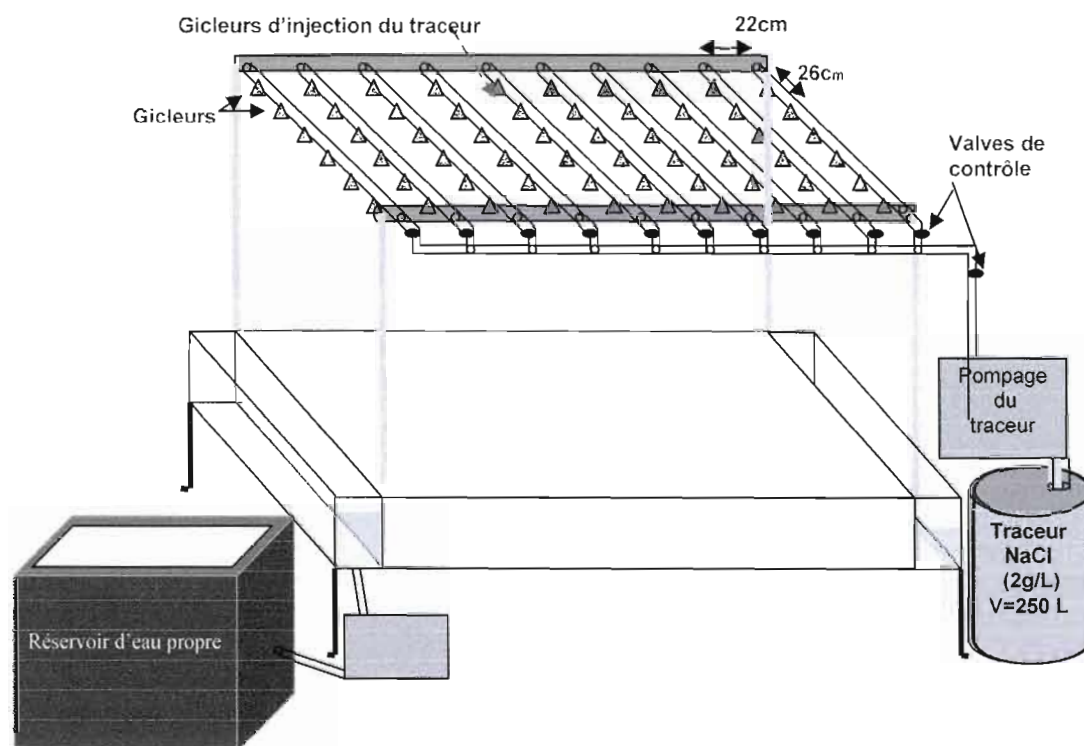
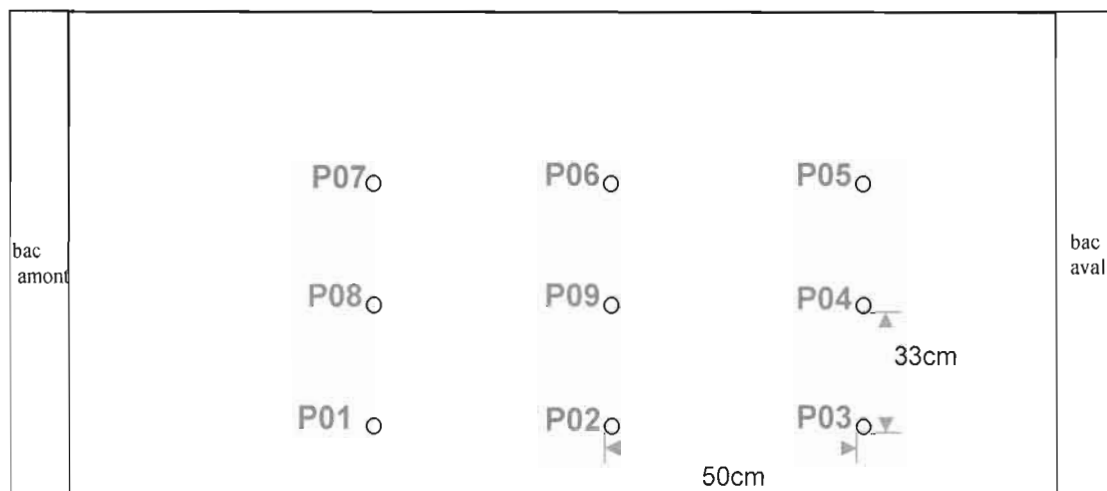
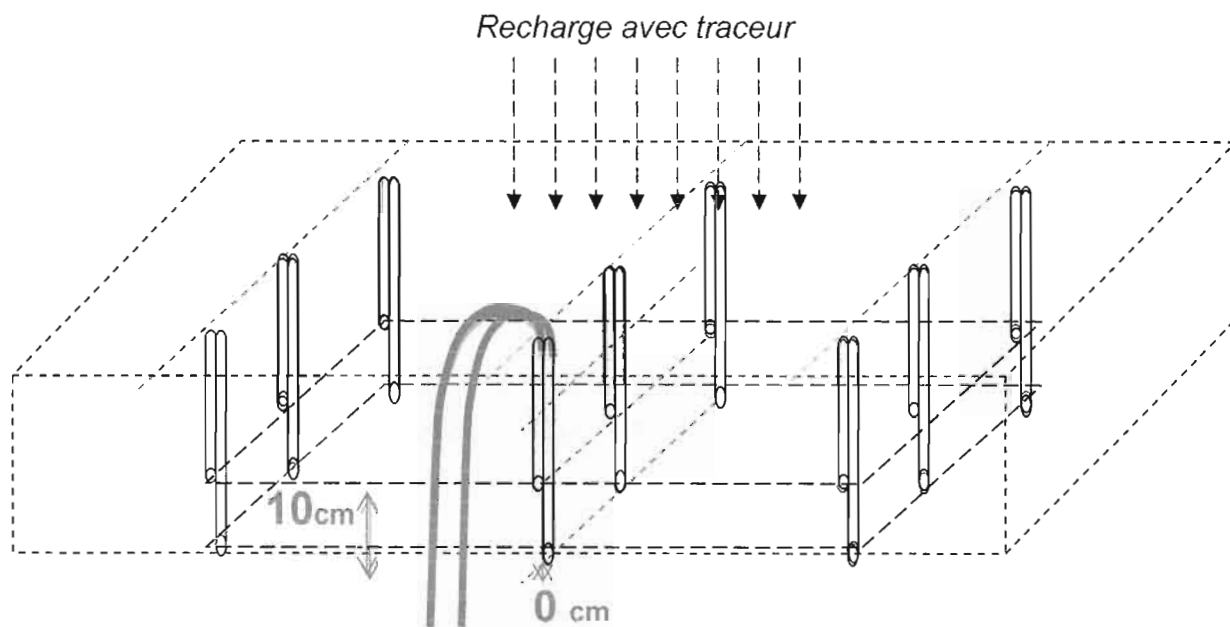


Figure III.6 : Dispositif expérimental pour un essai de traçage avec recharge dans la maquette hydrogéologique



(a) vue en plan



(b) vue en élévation

Figure III.7 : Points d'échantillonnage dans la maquette hydrogéologique

III.4 Modélisation numérique

III.4.1 Simulation de l'écoulement

Le modèle Modflow est utilisé pour simuler l'écoulement dans la maquette. L'aquifère est discrétisé spatialement en 50×33 cellules de $4 \text{ cm} \times 4 \text{ cm}$ sur 25 couches dont l'épaisseur est de 1 cm . Le milieu est discrétisé de la même manière pour le milieu homogène et pour le milieu hétérogène (i.e. même nombre de cellules et de couches).

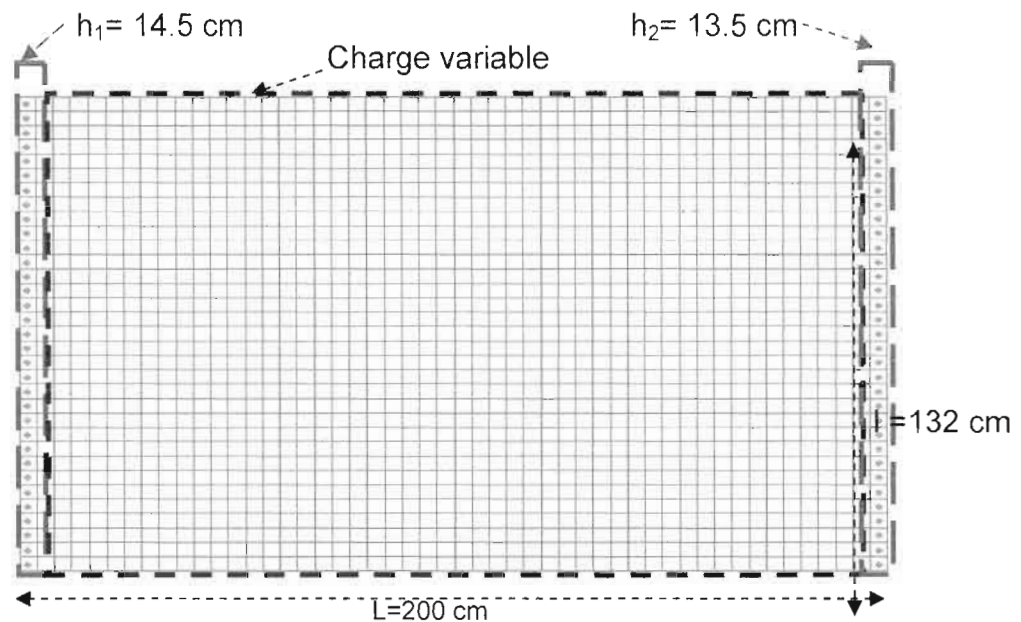


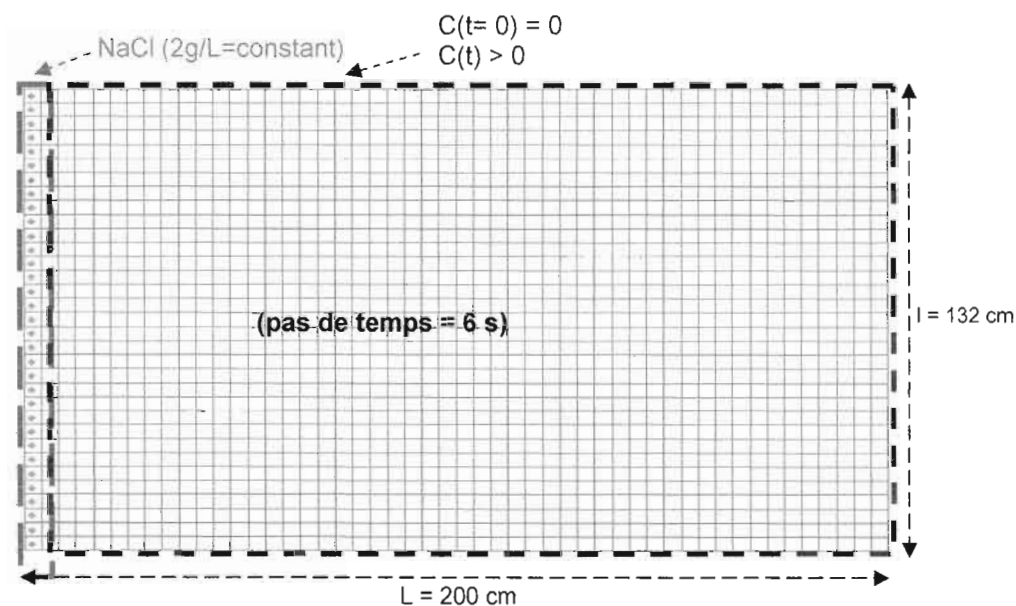
Figure III.8 : Taille des cellules et conditions aux limites utilisées par de la modélisation numérique de l'écoulement (vue en plan)

L'écoulement est simulé entre deux charges constantes ($h_1 = 14.5 \text{ cm}$ et $h_2 = 13.5 \text{ cm}$) en régime permanent. Deux milieux sont simulés, un milieu homogène correspondant au Sable 1 et le milieu hétérogène construit précédemment par simulation géostatistique avec les cinq sables. Initialement, les conductivités hydrauliques utilisées pour chaque cellule sont celles obtenues à partir de l'équation analytique dans le dispositif de Darcy. Ensuite, elles sont remplacées par les valeurs calées pour

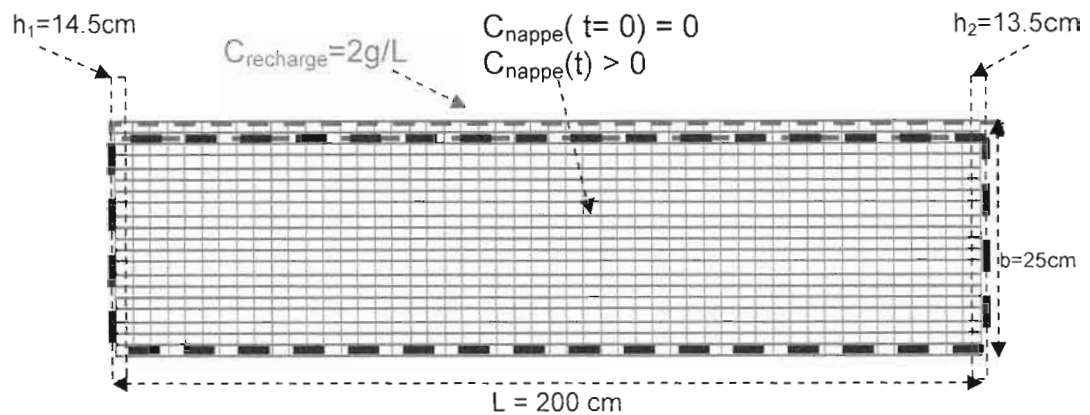
reproduire les charges mesurées dans la maquette hydrogéologique. Pour chaque milieu poreux, des simulations sont réalisées sans recharge et avec les trois intensités de recharge (pluie maximale, moyenne et faible).

III.4.2 Simulation du transport

Le modèle MT3D (Chiang, 2005) est ensuite utilisé pour simuler le transport dans la maquette hydrogéologique. Pour les essais sans recharge, une concentration de 2 g/L de NaCl est imposée dans le bac amont. Pour les essais avec recharge, une concentration de 2 g/L de NaCl est imposée dans la recharge. Un pas de temps de six secondes a été généré automatiquement par le modèle (Figure III.9). Les concentrations initiales de 0.001 g/L ont été imposées (concentration représentative de valeurs nulles).



(a) sans recharge (vue en plan)



(b) avec recharge (vue en élévation)

Figure III.9 : Conditions aux limites des essais de traçage

Les dispersivités longitudinales utilisées dans la simulation numérique sont d'abord celles obtenues à partir des essais de traçage réalisés dans le dispositif de Darcy. Considérant l'effet d'échelle sur α_L , les dispersivités des cinq sables sont ensuite calées de manière à ce que les courbes de restitution du traçage numérique correspondent à celles obtenues sur la maquette hydrogéologique.

Le Tableau IV.1 présente les conductivités hydrauliques résultant de la méthode de Hazen pour ces deux sables. L'utilisation du coefficient C ne permet pas une estimation précise de la conductivité hydraulique. Par conséquent, cette méthode ne génère que des valeurs « typiques » qui correspondent à la granulométrie utilisée, avec un intervalle relativement large.

Tableau IV.1 : Conductivités hydrauliques de cinq sables selon la méthode de Hazen

	sable 1	sable 2	sable 3	sable 4	sable 5
d₁₀ (cm)	0.030	0.048	0.039	0.056	0.065
K (cm/s)	0.04-0.14	0.09-0.35	0.06-0.23	0.13-0.47	0.17-0.63

IV.1.2 Expérience d'écoulement dans le dispositif de Darcy

Comme il a été mentionné dans la section III.2.2, l'équation de Darcy (eq.8) a été appliquée afin de déterminer la conductivité hydraulique des sables. Le Tableau IV.2 présente les différentes valeurs des conductivités hydrauliques obtenues.

Tableau IV.2 : Conductivités hydrauliques obtenues avec le dispositif de Darcy

	sable 1	sable 2	sable 3	sable 4	sable 5
K (cm/s)	0.54	0.75	0.88	0.63	0.97

Les valeurs de la conductivité hydraulique obtenues à partir de l'expérience de Darcy ne représentent pas sur un intervalle très large. Les deux sables disponibles (sable 1 et sable 5) sont caractérisés respectivement par la conductivité hydraulique la plus faible et plus élevée. Les autres trois sables (sable 2, sable 3 et sable 4) ont des conductivités hydrauliques qui varient entre celles des sables 1 5. Chacun de ces trois sables représente un mélange de deux sables de granulométrie différente. Quand le sable de petites particules se mélange avec un sable plus grossier, cette situation engendre un changement d'interconnectivité des pores qui influence l'écoulement. Le sable 4 contient plus de petits grains que de gros, ce qui remplit plus de vides, il en résulte un ralentissement de l'écoulement et une conductivité hydraulique moins élevée.

IV.1.3 Essais d'écoulement dans la maquette hydrogéologique sans recharge et avec recharge – milieu homogène

Dans la maquette hydrogéologique avec un milieu homogène (sable 5) sans recharge, la conductivité hydraulique a été calculée pour plusieurs gradients hydrauliques sous un écoulement en régime permanent. L'équation de Dupuit (eq. 8) permet de calculer la conductivité hydraulique du milieu. Différentes combinaisons de charges hydrauliques en bac amont et en bac aval ont été utilisées, générant différents valeurs de gradients hydrauliques (entre 0.001 et 0.09) dans la maquette (Trépanier, 2006). La Figure IV.2 illustre l'équation de Dupuit et permet, par le calcul de la pente, d'estimer que la conductivité hydraulique du sable testé est de 1.1 cm/s. Cette valeur est supérieure à celle obtenue par la méthode de Hazen pour le même sable. Avec un même gradient hydraulique on a observé de légères différences dans les conductivités hydrauliques calculées à partir de deux expériences identiques répétées. Les erreurs de manipulation (évaluation du débit et mesures des hauteurs d'eau) et le manque de précision des prises de pression peuvent aussi influencer les résultats.

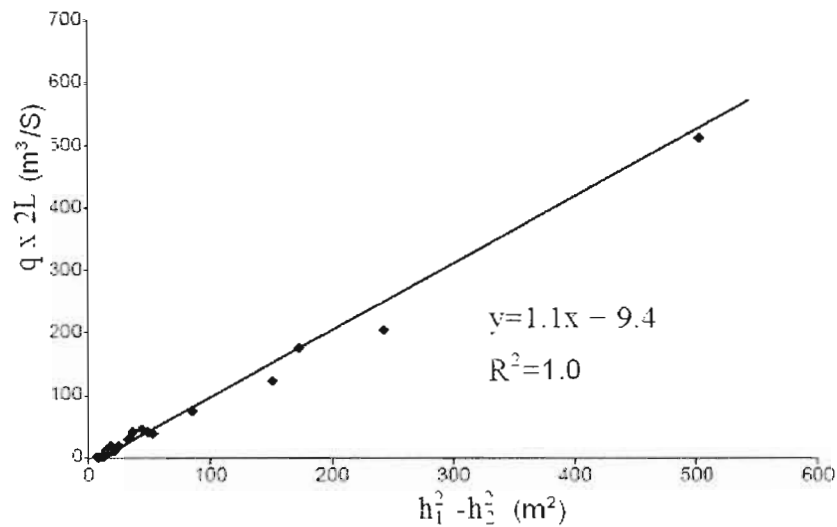


Figure IV.2 : Illustration de l'équation analytique de Dupuit pour différents gradients hydrauliques (tiré de Trépanier, 2006)

Pour les essais d'écoulement dans la maquette avec recharge, trois essais d'écoulements ont été effectués dans la maquette avec recharge selon les trois intensités du simulateur de pluie (24, 49 et 98 mm/h). Les charges dans le bac amont et dans le bac aval sont maintenues respectivement à 14.5 cm et 13.5 cm. À chaque essai d'écoulement on mesure les charges ont été mesurées partout dans la maquette sont illustrées pour la portion centrale seulement. Les débits ont également été mesurés aux deux exutoires. La recharge modifie les directions d'écoulement dans une partie de la maquette. Le gradient hydraulique est plus élevé du côté du bac ayant la charge imposée la plus basse (13.5 cm).

La Figure IV.6 illustre les charges dans le milieu hétérogène sous l'effet de la pluie artificielle. La charge de la ligne de partage des eaux est légèrement faible que pour le milieu hétérogène. Cette différence de hauteur qui est de l'ordre de quelques millimètres, augmente avec l'intensité de la pluie simulée. Ceci s'explique par le fait la conductivité hydraulique élevée du milieu homogène permet un écoulement plus

facile de la recharge à travers la maquette, ce qui induit des charges plus faibles pour le milieu hétérogène.

Avec le milieu hétérogène, on constate un léger décalage de la ligne de partage des eaux vers le bac amont (i.e. vers la charge hydraulique la moins élevée). Ce décalage est plus prononcé avec des intensités de recharge plus faibles. Notant qu'avec le milieu hétérogène, les mêmes conductivités hydrauliques calées avec recharge du milieu homogène ont été utilisées.

IV.1.4 Simulation de l'écoulement dans la maquette hydrogéologique sans recharge – milieux homogène et hétérogène

Les charges en régime permanent pour l'expérience sans recharge ont été mesurées le long d'une coupe longitudinale située au centre de la maquette pour les milieux homogène et hétérogène. Ces charges ont ensuite été simulées dans Modflow pour le milieu homogène, puits pour le milieu hétérogène. Les conductivités hydrauliques initiales utilisées dans la simulation numérique sont celles obtenues à partir du dispositif de Darcy. Le calage du modèle a consisté à modifier les conductivités hydrauliques de façon à ce que l'écart entre les données observées dans la maquette hydrogéologique et les résultats modélisés soit le plus faible possible. La Figure IV.3 illustre les résultats obtenus après calage. La fluctuation des charges hydrauliques est légèrement plus prononcée dans le milieu hétérogène que dans le milieu homogène, mais pas de manière très marquée car les conductivités hydrauliques des cinq sables ne sont pas très contrastées. La perturbation est causée par le passage de l'eau à travers des zones de sables de conductivités hydrauliques contrastées.

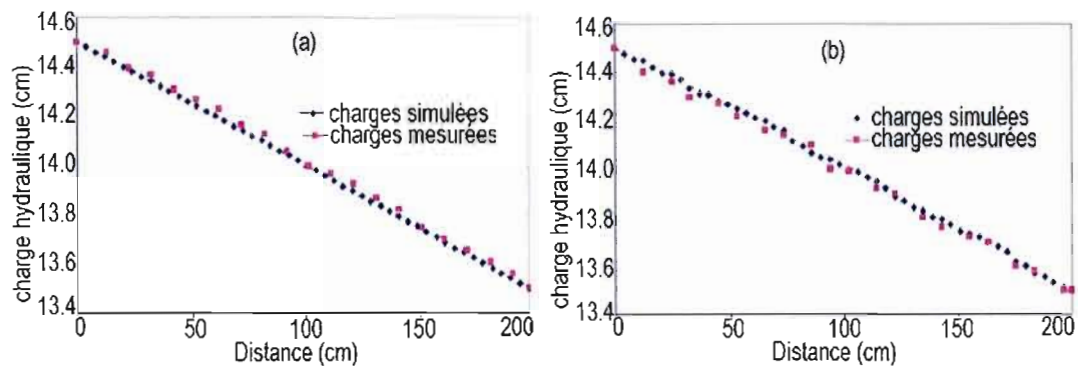


Figure IV.3 : Comparaison des charges simulées et mesurées : (a) milieu homogène, (b) milieu hétérogène

La Figure IV.4 représente les conductivités hydrauliques calées en fonction des conductivités hydrauliques mesurées dans le dispositif de Darcy. Comme les valeurs mesurées, les valeurs calées varient dans un intervalle relativement étroit. La grande similitude des valeurs mesurées et simulées confirme la fiabilité des mesures obtenues à partir du dispositif de Darcy. Pour les sables les plus grossiers (sables 3, 4 et 5) la valeur calée est supérieure à la valeur mesurée, ce qui peut être expliqué par la création de la turbulence dans un milieu d'un sable grossier. La turbulence contribue au ralentissement de l'écoulement et par la suite au débit de sortie, ce qui implique une conductivité hydraulique mesurée moins élevée. Par contre, le sable le moins grossier est caractérisé par une conductivité hydraulique calée plus faible que celle mesurée. En raison de la petite taille de pores, la turbulence est absente.

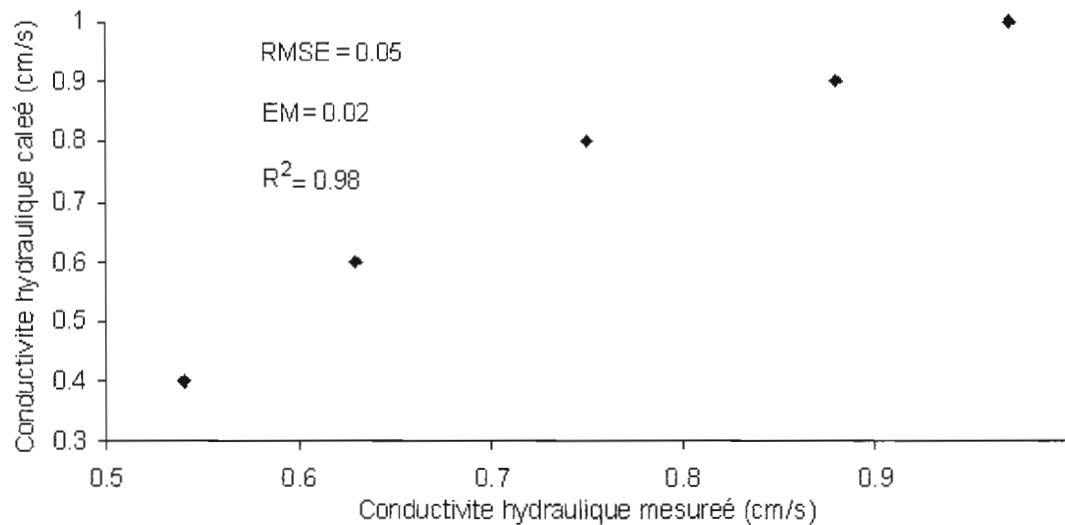


Figure IV.4 : Comparaison des conductivités hydrauliques calées et mesurées dans le dispositif de Darcy

IV.1.5 Simulation de l'écoulement dans la maquette hydrogéologique avec recharge – milieux homogène et hétérogène

Pour les simulations de l'écoulement avec recharge les valeurs de conductivités hydrauliques calées sans recharge n'ont pas permis d'obtenir une bonne simulation des charges. Un nouveau calage a donc été réalisé. La Figure IV.5 montre que les charges mesurées, celles obtenues de l'équation de Dupuit avec recharge et celles simulées après calage sont similaires (les charges illustrées correspondent à une coupe longitudinale située au centre de la maquette). Aussi, le gradient hydraulique élevé entre la ligne de partage des eaux et les deux bacs, génère un écoulement rapide et par conséquent la création d'une turbulence qui explique la surestimation ou la sous-estimation de quelques valeurs observées notamment au niveau de la ligne de partage des eaux. Dans la maquette, la recharge modifie les charges hydrauliques proportionnellement aux intensités de la pluie. Les conductivités hydrauliques calées avec recharge sont les mêmes pour les trois intensités.

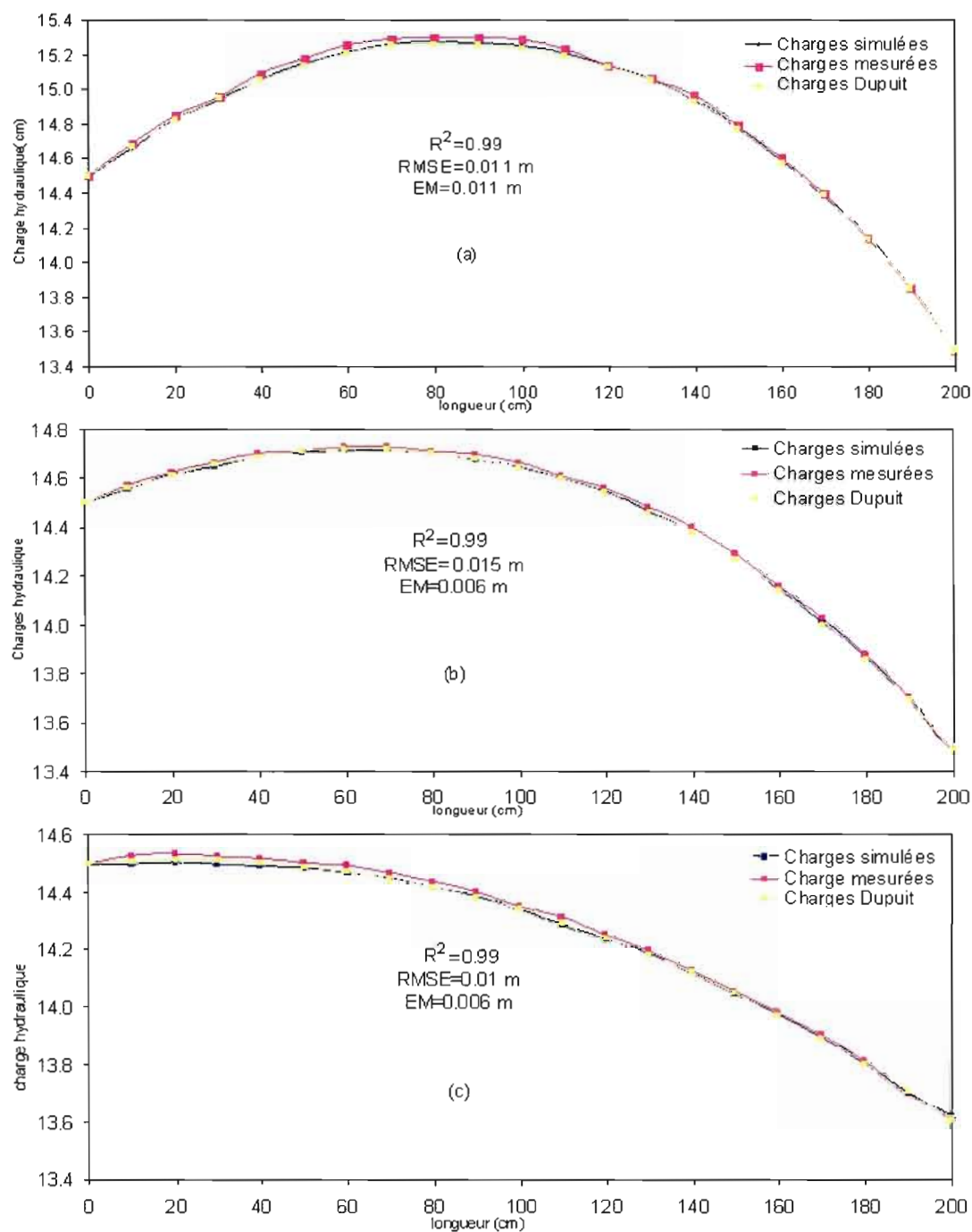


Figure IV.5 : Charges mesurées et simulées avec trois intensités de recharge pour un milieu homogène (a) 98 mm/h, (b) 49 mm/h, (c) 24.5 mm/h

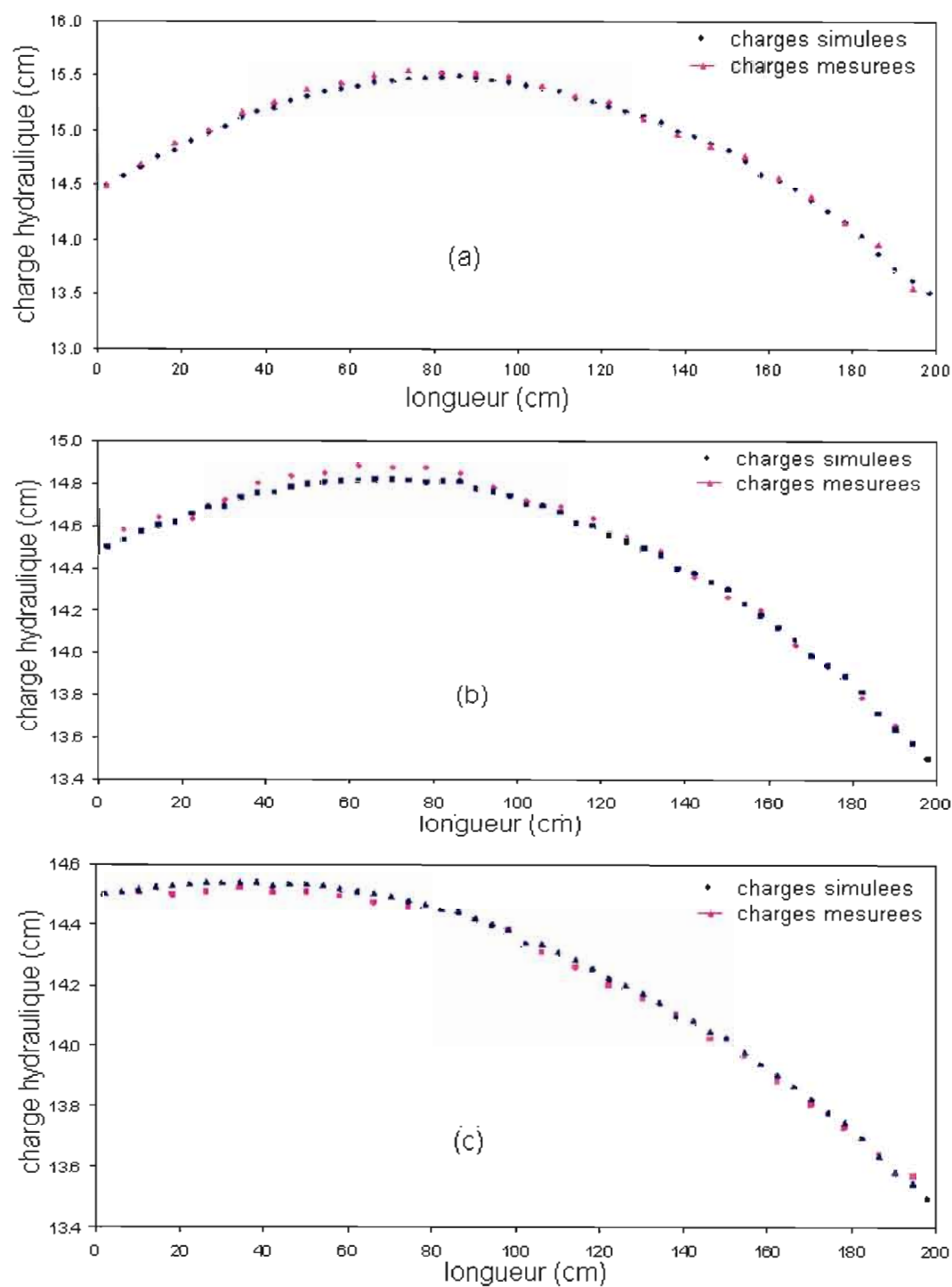


Figure IV.6 : Charges mesurées et simulées dans le milieu hétérogène
 (a) recharge 98 mm/h, (b) recharge 49 mm/h, (c) recharge de 24.5 mm/h

IV.1.6 Comparaison des conductivités hydrauliques

Le Tableau IV.3 représente une comparaison des conductivités hydrauliques des cinq sables obtenues à partir différentes méthodes. Les conductivités hydrauliques de Hazen sous-estiment les valeurs mesurées et les valeurs calées pour tous les sables. Cette méthode, reconnue pour être peu précise, ne semble pas appropriée pour le dispositif utilisé dans ce mémoire. Par ailleurs, on constate que les conductivités hydrauliques calées obtenues à partir des essais d'écoulement avec recharge sont supérieures aux valeurs calées obtenues à partir les essais d'écoulements sans recharge. Il est toutefois difficile d'expliquer ce résultat. Dans l'ensemble, les conductivités hydrauliques mesurées avec le dispositif de Darcy sont similaires aux valeurs calées. Ceci confirme la fiabilité des mesures obtenues à partir du dispositif de Darcy.

Tableau IV.3 : Comparaison des conductivités hydrauliques K obtenues avec les différentes méthodes

	Conductivité hydraulique (cm/s)				
Méthode	Sable 1	Sable 2	Sable 3	Sable 4	Sable 5
Hazen	0.04-0.14	0.09-0.35	0.06-0.23	0.13-0.47	0.17-0.63
Dispositif de Darcy	0.54	0.75	0.88	0.63	0.97
Dupuit (maquette)	-	-	-	-	1.10
Modflow sans recharge	0.40	0.70	0.76	0.60	0.85
Modflow avec recharge	0.45	0.80	0.90	0.60	1.00

IV.2 Détermination de la dispersivité longitudinale

IV.2.1 Essais de traçage dans le dispositif de Darcy

Les écarts observés entre les dispersivités des cinq sables mesurées au moyen des essais de traçage dans le dispositif de Darcy sont minimales. Dans l'ensemble, ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les dispersivités longitudinales rapportées dans la littérature (Nelson et al 2003 ; Silliman et al. 1987), pour des sables similaires à une échelle comparable. Le Tableau IV.4 représente les résultats obtenus à partir des essais de traçages dans le dispositif de Darcy.

Tableau IV.4 : Dispersivités longitudinales mesurées avec le dispositif de Darcy

	sable 1	sable 2	sable 3	sable 4	sable 5
α_L (cm)	1.98	1.80	1.55	1.00	1.40

IV.2.2 Essais de traçage dans la maquette hydrogéologique et simulation du transport pour les milieux homogène et hétérogène sans recharge

La Figure IV.7 représente la courbe de restitution moyenne de trois essais de traçages obtenue sans recharge dans la maquette hydrogéologique avec le milieu homogène sans recharge (sable 5). D'après la forme de la courbe, on constate la présence des effets convectif et diffusif dans le transport du traceur à $t=289$ min, C/C_0 a atteint la valeur 1 (i.e. concentration du bac aval égale à celle du traceur injecté dans le bac amont). À partir de ce moment l'injection du traceur a été arrêtée. Après 400 min, la concentration diminue graduellement jusqu'à la disparition complète du traceur de la maquette. La porosité effective peut être calculée en utilisant l'équation 4, on déduit la formule suivante :

$$n_{eff} = \frac{K i}{V_r} \quad [15]$$

n_{eff} : porosité effective [L^3L^{-3}]

V_r : la vitesse dans les pores calculée à partir de l'équation [4].

i : gradient hydraulique [LL^{-1}]

K : conductivité hydraulique [LT^{-1}]

La porosité effective du sable 5 trouvée à partir des essais de traçage réalisés dans la maquette hydrogéologique en utilisant l'équation [15] est 0.22.

La dispersivité longitudinale pour le milieu homogène calculée au moyen de l'équation [7] est de 3.46 cm. Cette valeur est supérieure à celle de 1.98 cm mesurée dans le dispositif de Darcy pour le même milieu homogène (sable 5). Ces résultats confirment que la dispersivité longitudinale augmente avec l'échelle étudiée et avec la distance parcourue par le traceur. La Figure IV.7 montre également la courbe de

restitution moyenne de trois essais de traçages obtenue sans recharge dans la maquette hydrogéologique avec le milieu hétérogène sans recharge. La Figure IV.7 permet de constater que le déplacement du traceur dans le milieu hétérogène est retardé par rapport à celui dans le milieu homogène. Cela peut être expliqué par les sables plus fins et des conductivités hydrauliques plus faibles du milieu hétérogène. Aussi, la Figure IV.7 montre que pour le milieu hétérogène, l'effet dispersif est plus prononcé par rapport le milieu homogène. Dans le milieu hétérogène, cette effet est reflété par un intervalle de temps plus long entre le début de la détection du traceur et l'atteinte la valeur finale de la concentration $C/C_0=1$. Le prolongement de cet intervalle confirme une dispersivité plus élevée que celle du milieu homogène. La courbe de restitution du traceur dans le milieu hétérogène permet de calculer une dispersivité équivalente du milieu hétérogène de 3.58 cm.

Le transport du traceur est simulé en introduisant les conductivités hydrauliques déjà calées de l'écoulement sans recharge. Les dispersivités longitudinales sont calées séparément pour les milieux homogène et hétérogène. Les dispersivités longitudinales des cinq sables obtenues à partir des essais de traçage sur le dispositif de Darcy sont utilisées comme paramètres de départ dans la modélisation numérique. En raison de la dépendance de la dispersivité à l'échelle du milieu, les valeurs de α_L ne sont pas nécessairement représentatives de celles d'un bloc de 4 cm x 4 cm x 25 cm dans lesquels le traceur circule au sein de la maquette. Il est donc nécessaire de caler ce paramètre. Le Tableau IV.5 présente les dispersivités calées pour le milieu homogène et pour le milieu hétérogène. Le milieu homogène a eu besoin plus de calage de la valeur de la dispersivité longitudinale par rapport le même sable dans le milieu hétérogène. La contribution du sable 5 n'est pas la même dans les deux milieux. Il représente approximativement 1/5 du milieu hétérogène, qui n'est pas le cas pour le milieu homogène où le sable 5 représente tout le milieu. Et comme la dispersivité dépend de l'échelle du milieu, c'est évident que la valeur de la dispersivité du milieu

homogène soit plus élevée que la valeur de la dispersivité du sable 5 dans le milieu hétérogène.

Tableau IV.5 : Dispersivités longitudinales estimées pour la maquette hydrogéologique sans recharge

Milieu	sable 1	sable 2	sable 3	sable 4	sable 5
Homogène	-	-	-	-	3.52
Hétérogène	2.80	3.50	3.50	3.00	3.46

La Figure IV.7 présente les concentrations simulées pour les milieux homogène et hétérogène. Le coefficient de corrélation R^2 , l'écart quadratique moyen RMSE et l'erreur moyenne EM, démontrent une corrélation excellente entre les concentrations mesurées et simulées. L'imprécision des mesures manuelles peut expliquer en partie la différence entre concentration mesurées et simulées. Ces imprécisions sont de l'ordre de 1 mm pour les charges et de 0.05 g/L pour les concentrations.

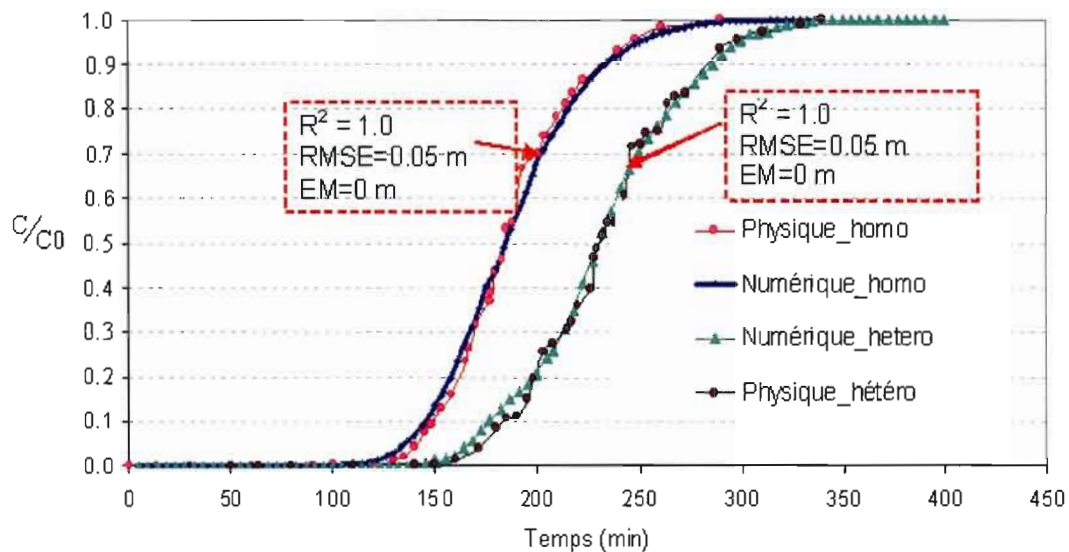


Figure IV.7 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour les milieux homogène et hétérogène sans recharge

IV.2.4 Essais de traçage dans la maquette hydrogéologique et simulation du transport pour le milieu hétérogène avec recharge

Le calage du modèle hydrodispersif a permis de déterminer des valeurs de dispersivité longitudinale, le rapport d'anisotropie (α_L/α_T) étant choisi égal à 10. Le transport a été simulé en utilisant les conductivités hydrauliques déjà calées, pour le milieu homogène et le milieu hétérogène avec recharge. Les dispersivités longitudinales ont été calées pour le milieu homogène et le milieu hétérogène, pour le niveau 0 cm et 10 cm. En utilisant les dispersivités longitudinales calées à 0 cm dans le modèle, on trouve une corrélation entre les mesures et la simulation seulement au niveau 0 cm. Par contre aucune corrélation entre les courbes de restitution de traceur mesurées et simulées à 10 cm. Un deuxième calage des dispersivités longitudinales dans les couches les plus profondes de la maquette a donc été nécessaire afin de corréler les concentrations mesurées avec les concentrations simulées à une profondeur de 10 cm (Tableau IV.6). Les données expérimentales ont déjà montré

que la dispersivité du sable 5 est 3.46 cm dans la maquette hydrogéologique et de 1.4 cm dans le dispositif de Darcy, donc dépendante de l'échelle de mesure. Comme la hauteur de la maquette hydrogéologique est environ de 25 cm, à 10 cm le traceur parcourt une distance vertical de 15 cm, et à 0 cm le traceur parcourt une distance vertical de 25 cm. Au fond de la maquette, la distance parcourue par le traceur est supérieure à celle au niveau 0 cm. Cette situation implique une dispersivité longitudinale supérieure au fond de la maquette.

Tableau IV.6 : Dispersivités longitudinales obtenues par calage du modèle MT3D pour le milieu hétérogène avec recharge

	Dispersivité longitudinale α_L (cm)				
Profondeur	Sable 1	Sable 2	Sable 3	Sable 4	Sable 5
0 cm	1.60	1.40	1.12	1.50	1.10
10 cm	1.45	1.25	0.90	1.34	0.80

La Figure IV.8 représente une analyse comparative entre les résultats simulés à différentes intensités de recharge. Généralement, les courbes de restitution du traceur mesurées et simulées sont comparables, à l'exception du léger retard des courbes expérimentales par rapport à celle simulées. Ce retard, qui est de quelques minutes, peut être expliqué par des erreurs de mesures et les effets frontières dans la maquette. Cette excellente corrélation entre les résultats simulés et les résultats mesurés, confirme la fiabilité du modèle numérique créé à reproduire les expériences du laboratoire. En outre, cette concordance des courbes numériques et expérimentales, justifie les valeurs des paramètres hydrauliques calés et implantés dans la simulation numérique.

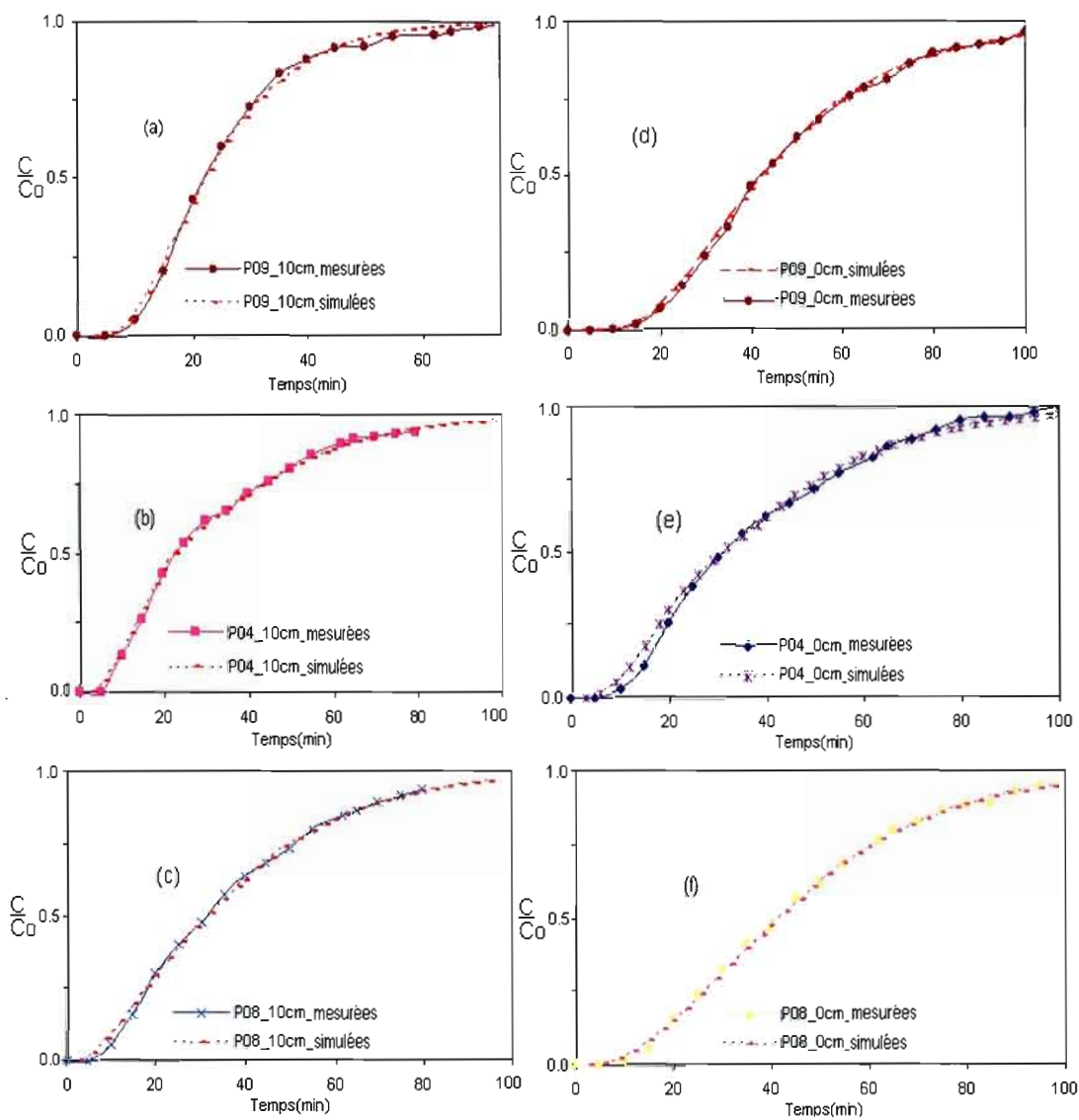


Figure IV.8 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour le milieu homogène avec recharge de 98 mm/h : (a), (b), (c) à 0 cm, (d), (e), (f) à 10 cm

La Figure IV.9 présente une comparaison des concentrations mesurées et simulées dans le milieu hétérogène pour les trois intensités de recharge. Ces courbes montrent une bonne corrélation entre les mesures et la simulation. Ceci confirme la précision des valeurs calées et implantées dans la simulation. L'hétérogénéité du milieu augmente la variabilité spatiale des vitesses ce qui implique l'augmentation de la dispersion.

Sous l'effet de la recharge à différentes intensités, les courbes de restitution du traceur au niveau 0 cm (le fond de la maquette) du point d'échantillonnage P09 (au milieu de la maquette) montrent un long séjour du contaminant. Autrement dit, il serait difficile de décontaminer cette zone, comme il est difficile de transporter le contaminant à cette zone. Avec une pluie plus intense le temps de séjour du contaminant est moins long, et avec une pluie moins intense le temps de séjour du contaminant est plus long.

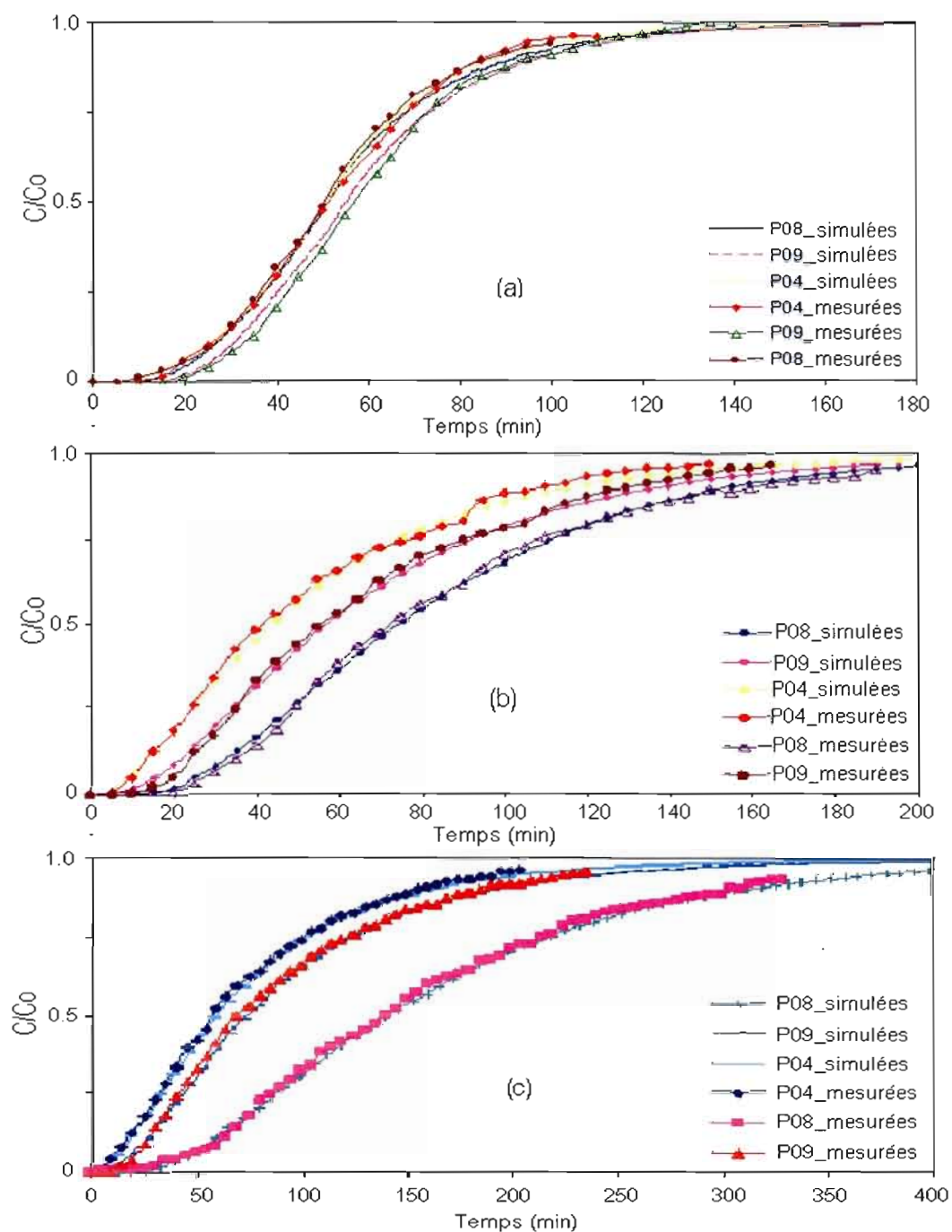


Figure IV.9 : Courbes de restitution mesurées et simulées pour le milieu hétérogène avec une recharge a) de 98 mm/h, (b) de 49 mm/h, (c) de 24 mm/h

La Figure IV.10 illustre les courbes de restitutions de traceur mesurées pour le milieu homogène sous l'effet de la pluie artificielle de 98 mm/h, à plusieurs stations et deux niveaux d'échantillonnage (0 cm et 10 cm). Sur cette figure on peut constater que la vitesse de déplacement du traceur varie en fonction de la direction de propagation et du gradient hydraulique. La concentration à 0 cm varie plus lentement que celle mesurée à 10 cm. En raison de la distance verticale parcourue par le traceur injecté avec la recharge, la concentration prend plus du temps pour atteindre le fond de la maquette. Au niveau 0 cm, la station d'échantillonnage P09 manifeste une variation de concentration la plus lente de tous les points d'échantillonnage dans les deux niveaux (0 cm et 10 cm). Ce résultat est la conséquence de deux écoulements dans deux directions opposées, ce qui rend l'atteinte de la profondeur difficile par les particules du traceur qui se dirigent vers les deux bacs exutoires de la maquette. À cet endroit la vitesse de l'eau est très faible. Pour les stations d'échantillonnage P08 et P04, la variation de la concentration dans le point d'échantillonnage P04 varie plus rapidement par rapport P08 à cause du gradient hydraulique plus élevé dans la partie de la maquette où se trouve P04. Cet effet ralentit la migration du traceur au point P08 par rapport au P04. Au niveau 10 cm, et plus précisément dans la station d'échantillonnage P09, le traceur se comporte différemment. Durant les premières six minutes, les concentrations sont plus faibles à cet endroit qu'ailleurs à la même profondeur. Ensuite les concentrations augmentent et excèdent celles de toutes les autres stations.

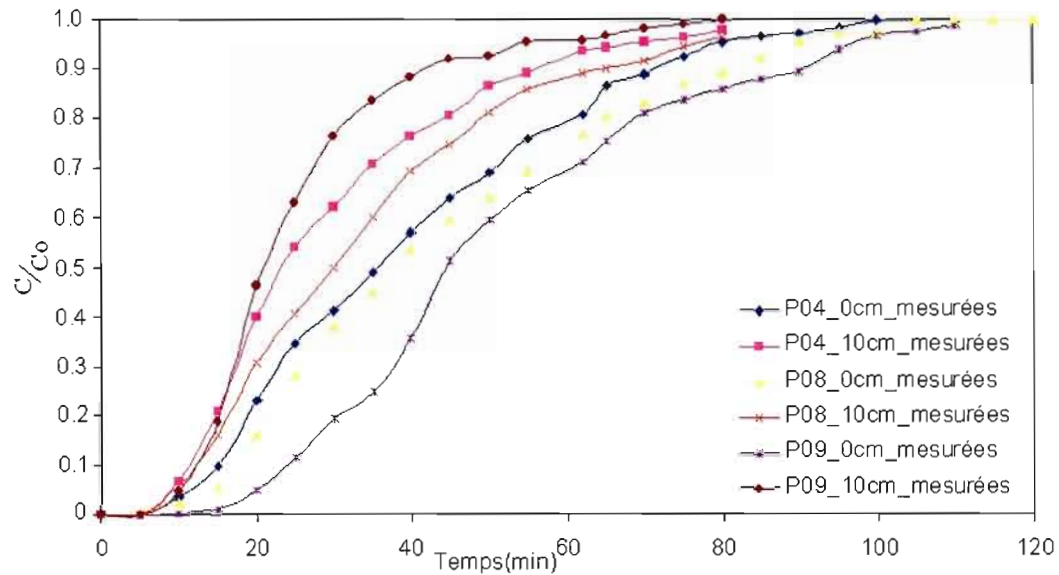


Figure IV.10 : Courbes de restitution de traceur mesurées à 0 cm et 10 cm pour le milieu homogène avec une recharge 98 mm/h

La Figure IV.11 représente les concentrations obtenues dans toutes les stations d'échantillonnage au fond de la maquette à partir des essais en laboratoire en milieu homogène. Cette figure montre l'influence de l'intensité de la recharge appliquée sur les concentrations. D'après les courbes de restitution du traceur avec recharge à différentes intensités, il existe une proportionnalité entre l'augmentation de l'intensité de la recharge et le taux de variation de la concentration en fonction du temps. La recharge introduit un changement de niveau de la nappe et par la suite favorise la dispersion du traceur. Aussi, le changement de la direction d'écoulement de la nappe sous l'effet de la recharge modifie le transfert de soluté, sous l'effet des nouveaux gradients hydrauliques créés.

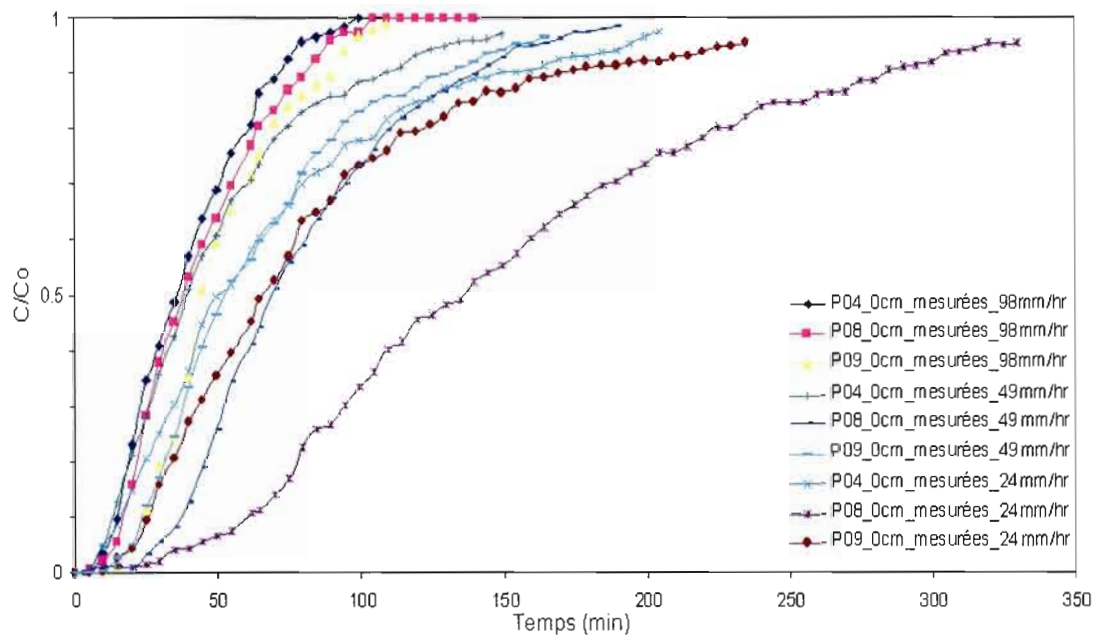


Figure IV.11 : Courbes de restitutions mesurées à différentes intensités de recharge pour le milieu homogène

Dans le but d'analyser l'effet de l'hétérogénéité sur le transport de traceur, la Figure IV.12 illustre les variations des concentrations simulées avec une recharge de 98 mm/h, dans le milieu homogène et dans le milieu hétérogène. L'échantillonnage est au fond de la maquette, la figure montre deux catégories de courbe qui sont regroupées dépendamment du temps de réplique du traceur. On constate que les trois courbes qui représentent le milieu homogène ont une réponse temporelle plus rapide par rapport le milieu hétérogène.

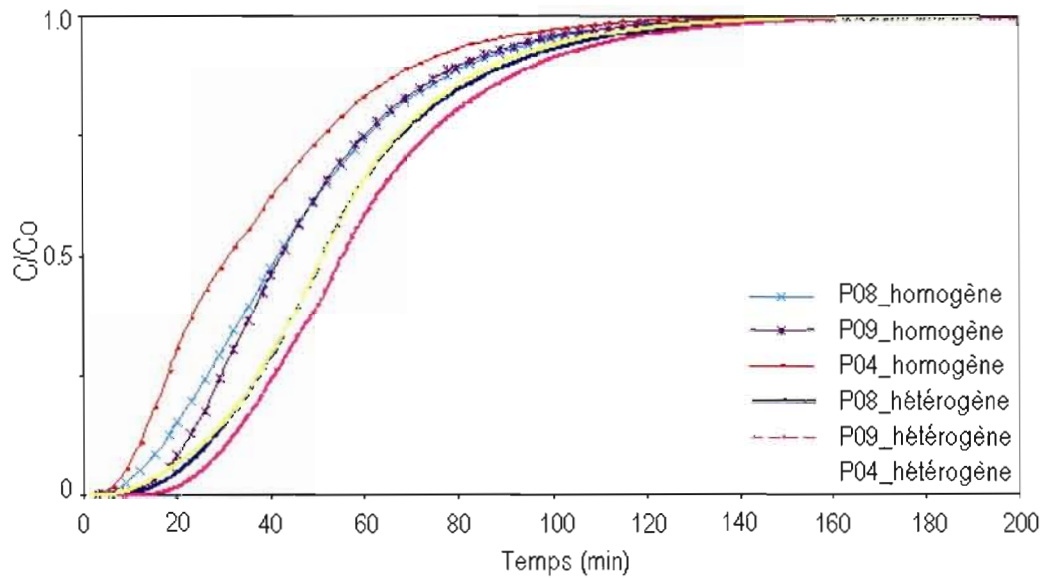


Figure IV.12 : Courbes de restitution simulées au fond de la maquette pour les milieux homogène et hétérogène avec une recharge de 98 mm/h

IV.2.4 Comparaison des dispersivités longitudinales

Le Tableau VI.7 rassemble toutes les valeurs de dispersivités longitudinales obtenues dans cette étude. On peut conclure est que la dispersivité varie de 0.8 cm jusqu'à 3.58 cm, sur un intervalle d'échelle correspond à la plus faible profondeur d'échantillonnage jusqu'à 200 cm. On peut remarquer une proportionnalité entre les échelles et les dispersions pour chaque type de sable. Dans le modèle MT3D, un calage est nécessaire avec chaque échelle afin d'assurer une bonne corrélation entre les concentrations simulées et mesurées.

Tableau IV.7 : Comparaison des dispersivités longitudinales mesurées et calées dans MT3D, avec et sans recharge

Méthode	Dispersivité longitudinale α_L (cm)				
	sable 1	sable 2	sable 3	sable 4	sable 5
Dispositif de Darcy	1.98	1.80	1.55	1.00	1.40
Milieu homogène (sans recharge)					3.46
Milieu hétérogène* (sans recharge)					3.58
MT3D-milieu homogène (sans recharge)					3.52
MT3D-milieu hétérogène (sans recharge)	2.80	3.50	3.50	3.00	3.46
MT3D-0 cm (avec recharge)	1.60	1.40	1.12	1.50	1.10
MT3D-10 cm (avec recharge)	1.45	1.25	0.90	1.34	0.80

* Cette dispersivité longitudinale correspond à un paramètre équivalent pour l'ensemble de la maquette.

CHAPITRE V : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce projet de maîtrise était de vérifier s'il est possible de reproduire l'écoulement et le transport de contaminant dans une maquette hydrogéologique munie d'un simulateur de pluie dont les sables ont été caractérisés en laboratoire. Cet objectif a été atteint en réalisant des essais d'écoulement et de transport dans une maquette hydrogéologique de laboratoire, au moyen d'un milieu homogène et d'un milieu hétérogène, avec et sans recharge. Cette étude s'appuie sur un dispositif expérimental original, une maquette hydrogéologique équipée d'un simulateur de pluie.

Les résultats ont montré l'existence d'incertitudes sur la conductivité hydraulique et la dispersivité longitudinale. Les mesures de ces paramètres sur les dispositifs expérimentaux se sont avérées bonnes, mais pas suffisamment précises pour produire l'écoulement et le transport par simulation. En particulier, la méthode de Hazen n'était pas suffisamment précise pour déterminer les conductivités hydrauliques des sables étudiés. Un calage des paramètres a été nécessaire afin de déterminer les paramètres optimaux qui ajustent le modèle aux données expérimentales. Ce calage était toutefois minime pour les conductivités hydrauliques, ce qui montre la fiabilité des mesures faites à partir du dispositif de Darcy. Le calage a été plus important pour les dispersivités, soulignant la forte dépendance de ce paramètre sur l'échelle de mesure. Une fois calés, les modèles d'écoulement et de transport ont permis de reproduire adéquatement les charges et les concentrations mesurées. Le dispositif expérimental est donc pertinent et utile, mais les propriétés hydrodynamiques et hydrodispersives des sables étudiés doivent être déterminées avec soin.

Même si les sables utilisés dans ce mémoire n'étaient pas très contrastés, les résultats montrent que l'hétérogénéité peut causer des fluctuations non négligeables surtout dans le transport de solutés. L'hétérogénéité du milieu modifie la connectivité des pores actifs dans le transfert de solutés, ce qui accroît la variabilité des vitesses et par conséquent augmente la dispersion. Les expériences ont montré la présence de zones d'écoulement très lent à la base de la maquette. Sur le terrain, il est très important ces zones afin de prédire le temps de séjour d'un éventuel contaminant qui dépendra également des caractéristiques physiques du milieu et des propriétés chimiques du polluant.

À la lumière des résultats présentés un certain nombre d'améliorations pourraient être apportées à la démarche expérimentale utilisée. Il serait préférable d'utiliser des matériaux moins perméables de manière à mieux représenter les conditions réelles de terrain. Ceci permettrait entre autres d'utiliser des recharges moins fortes et également plus représentatives des précipitations réelles. L'acquisition manuelle des charges et des concentrations joue un rôle majeur dans la précision des paramètres estimés en laboratoire. Un système d'acquisition automatique des charges et des conductimètres intégrés dans le dispositif faciliteraient les mesures et réduiraient les erreurs.

BIBLIOGRAPHIE

Abbasi, F., J., Simunek, J., Feyen, M., Th. van Genuchten, P.J., Shouse. (2003) Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: *Homogeneous soil. Transactions of the Asae* 46(4): 1085-1095.

Arlot, M. P. (1999) *Nitrates dans les eaux. Drainage acteur, drainage témoin*. Thèse de doctorat Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 374 p.

Avendano, F (1999) *Utilisation d'un simulateur de pluie pour la conception d'un banc d'essai des processus hydrologiques et études d'érosion et d'infiltration*. Mémoire de maîtrise, École de Technologie supérieure, Montréal, Canada, 120 p.

Baker, J. L., Johnson, H. P. (1981) Nitrate-nitrogen in tile drainage as affected by fertilization. *Journal of Environmental Quality* 10(4): 519-522.

Bear, J. (1979) *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill, New York, USA, 569 p.

Chao, H.-C., Rajaram, H., Illangasekare, T. (2000) Intermediate-scale experiments and numerical simulations of transport under radial flow in a two-dimensional heterogeneous porous medium. *Water Resources Research* 36(10): 2869-2884.

Chiang, W. H. (2005). *3D-Groundwater Modeling with PMWIN*. 2ième éd. New York, USA, 398 p.

Danquigny, C., Ackerer P., Carlier, JP. (2004) Laboratory tracer tests on three-dimensional reconstructed heterogeneous porous media. *Journal of Hydrology* 294(1-3): 196-212.

De Condappa, D. (2005) *Étude de l'écoulement d'eau à travers la zone non-saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde*. Université Joseph Fourier, Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement, 27 p.

Delay, F. Porel, G., de Marsily, G. (1997) Predicting solute transport in heterogeneous media from results obtained in homogeneous ones: an experimental approach. *Journal of Contaminant Hydrology* 25 (1-2): 63-84.

- De Marsily G. (1986) *Quantitative Hydrology*, Academic press, Orlando, Florida, USA, 440 p.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998) *GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide*, Oxford University Press, New York, USA, 384 p
- De Vos, J.A., Hesterberg, D., Raats, P.A.C. (2000) Nitrate leaching in a tile-drained silt loam soil. *Soil Science Society of America Journal* 64:517-527
- De Willigen, P. (1991) Nitrogen turnover in the soil-crop system: comparison of fourteen simulation models. *Fertilizer Research* 27: 141-149.
- Everts, C. J., Kanwar R. S. (1990) Estimating preferential flow to a subsurface drain with tracers. *Transactions of the ASAE* 33(2): 451-457.
- Fetter, C.M. (2001) *Applied Hydrology*. Prentice Hall, Upper saddle River, NJ., USA, 691 p.
- Fortin, M. (1998) *Analyse de la propagation des erreurs spatiales induites par l'intégration de données multisources dans le modèle de vulnérabilité de la nappe d'eau souterraine DRASTIC*. Mémoire de maîtrise en sciences géomatiques, Faculté de foresterie et de géomatique, Université Laval, Québec, Canada, 129 p.
- Gerke, H.H., Kohne, M.J. (2004) Dual-permeability modeling of preferential bromide leaching from a tile-drained glacial till agricultural field. *Journal of Hydrology* 289(1-4): 239-257.
- Huang., K., Toride, N., Van Genuchten, M.TH. (1995). Experimental investigation of solute transport in large, homogeneous and heterogeneous, saturated columns. *Transport in Porous Media* 18: 283-302.
- Irwin, N.C., Botz, M.M., Greenkorn, R.A. (1996) Experimental investigation of characteristic length scale in periodic heterogeneous porous media. *Transport in Porous Media* 25: 235-246.
- Jackson, R.E., Jin, M., Dwarakanath, V (2003) The use of sand-tank experiments to simulate field conditions in surfactant-enhanced remediation of DNAPL, The geological society of America, Seattle Annual Meeting (November 2-5)
- Jaynes, D. B., Ahmed, S.I., Kanwar, R.S., Kung, K.J. (2001) Temporal dynamics of preferential flow to a subsurface drain. *Soil Science Society of America Journal* 65(5): 1368-1376.

- Kasenow, M. (2002) Determination of hydraulic conductivity from grain size analysis. *Water resources publications, LLC*, 110 p.
- Kasenow, M. (2001) Applied Ground-Water Hydrology and Well Hydraulics 2nd Ed, *Water resources publications, LLC*, 856 p
- Khan, A.U.-H., Jury, W.A. (1990) A laboratory study of the dispersion scale effect in column outflow experiments. *Journal of Contaminant Hydrology* 5(2): 119-131.
- Kirkby, M. R., Chorley, J. (1988) Throughflow, overlandflow and erosion. *Bulletin of International Association of Scientific Hydrology* 100: 315-339.
- Kladivko, E.J., Grochulska, J., Turco, R.F., Van Scoyoc, G.E., Eigel, J.D. (1999) Pesticide and nitrate transport into subsurface tile drains of different spacings. *Journal of Environmental Quality* 28: 997-1004.
- Kung, K., J.S., Kladivko, E.J., Gish, T.J., Steenhuis, T.S., Bubenzer, G., Helling, C.S. (2000) Quantifying preferential flow by breakthrough of sequentially applied tracers: silt loam soil. *Soil Science Society of America Journal* 64(4): 1296-1304.
- Magesan, G. N., Scotter, D.R., White, R.E (1994) A Transfer-Function Approach to Modeling the Leaching of Solutes to Subsurface Drains .1. Nonreactive Solutes. *Australian Journal of Soil Research* 32(1): 69-83.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *Techniques of Water-Resources Investigations*, Book 6. U.S. Geological Survey. Washington, D.C, USA
- Mehl, S., Hill, M.C. (2001) A comparison of solute-transport solution techniques and their effect on sensitivity analysis and inverse modeling results *Ground Water* 39 (2):300-307.
- Meyer, L.D. (1965) Simulation of rainfall for soil erosion research. *Transactions of the ASAE* 8(1): 63-65.
- Meyer, L.D., McCune, D L. (1958) Rainfall simulator for run-off plots. *Agriculture. Engineering* 39: 644-648
- Mohanty, B.P., Bowman, R.S., Hendrickx, J.M.H, Simunek, J. Van Genuchten, M, T. (1998) Preferential transport of nitrate to a tile drain in an intermittent-flood-irrigated field: Model development and experimental evaluation *Water Resources Research* 34(5): 1061-1076.

Musy, A. Soutter, M. (1991) Physique du sol. *Presses polytechniques et universitaires romandes*, 335 p, Lausanne, Suisse.

Nelson, N.T., Hu, Q., Brusseau, M.L (2003) Characterizing the contribution of diffusive mass transfer to solute transport in sedimentary aquifer systems at laboratory and field scales. *Journal of Hydrology* 276 (1-4): 275-286.

Nguyen, V., Dagan, G., Springer, E.P. (1990) Analysis of caisson transport experiment by travel time approach. Field scale water and solute flux in soils, *Monte sVerità, Birkhäuser, Verlag, Basel*, 79-93.

Oostrom, M., Hayworth, J.S., Dane, J.H., Güven, O (1992) Behavior of dense aqueous phase leachate plumes in homogeneous porous media. *Water Resources Research* 28 (8): 2123-2134.

Pang, L. Close, M.E., Watt, J.P.C., Vincent, K.W (2000) Simulation of picloram, atrazine, and simazine leaching through two New Zealand soils and into groundwater using HYDRUS-2D. *Journal of Contaminant Hydrology* 44(1): 19-46.

Peterson, A.E.. Bubenzer, G.D. (1986). Methods of soil analysis. *Agronomy. Monography. 9. ASA and SSSA, Madison, WI*. pp. 845–870

Rashidi, M., Tompson, A.F.B., Peurrung, L., Kulp, T.J (1996) Experimental analysis of pore-scale flow and transport in porous media. *Advances in Water Resources* 19(3): 163-180.

Reese. J.P., Long., K.R., Kelley, C.T., Gray., W.G., Miller C. T. (2006). Simulating non-darcy flow through porous media using Sundance. *XVI International Conference on Computational Methods in Water Resources*. Copenhagen. Danemark.

Refsgaard, A. (1986) Laboratory experiments on solute transport in non-homogeneous porous media. *Nordic Hydrology* 17: 305-314.

Richard, T. L., Steenhuis, T. S (1988) Tile drain sampling of preferential flow on a field scale. *Journal of Contaminant Hydrology* 3(2-4): 307-325.

Schmalz, B., Lennartz, B., van Genuchten, M.Th. (2002) Analysis of unsaturated water flow in a large sand tank. *Soil Science* 168:3-14.

Silliman, S.E., Berkowitz, B., Simunek, J., van Genuchten, M.T. (2002) Fluid flow and solute migration within the capillary fringe. *Ground Water* 40(1): 76-84.

Silliman, S.E. (2001) Laboratory study of chemical transport to wells within heterogeneous porous media. *Water Resources Research* 37 (7): 1883-1892.

Silliman, S.E., Zheng, L. (2001) Comparison of observations from a laboratory model with stochastic theory: Initial analysis of hydraulic and tracer experiments. *Transport in Porous Media*, 42(1-2), 85-107.

Silliman, S.E., Caswell, S. (1998) Observations of measured hydraulic conductivity in two artificial, confined aquifers with boundaries. *Water Resources Research* 34(9): 2203-2213.

Silliman, S.E., Simpson, E.S. (1987) Laboratory evidence of the scale effect dispersion of solutes in porous media. *Water Resources Research* 23(8): 1667-1673.

Silliman, S.E., Konikow, L.F., Voss, C.I. (1987) Laboratory investigation of longitudinal dispersion in anisotropic porous media. *Water Resources Research* 23(11): 2145-2151.

Slater, L., A., Binley, R., Versteeg, G., Cassiani, R., Birken, Sandberg, S (2003) A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank *Journal of Applied Geophysics* 49(4): 211-229

Stamm, C., Sermet, R. (2002) Multiple tracing of fast solute transport in a drained grassland soil. *Geoderma* 109(3-4): 245-268.

Sternberg, S.P.K., Cushman, J.H., Greenkorn, R.A. (1996) Laboratory observation of non-local dispersion. *Transport in Porous Media* 23: 135-151.

Sternberg, S.P.K., Greenkorn, R.A. (1994) An experimental investigation of dispersion in layered porous media. *Transport in Porous Media* 15: 15-30.

Sudicky, E.A., Gillham, R.W., Frind, E.O. (1985) Experimental investigation of solute transport in stratified porous media. 1. The nonreactive case. *Water Resources Research* 21 (7): 1035-1041.

Todd, D.K., Mays, L.W (2005) Groundwater hydrology, 3ième éd. 636 p, Publication : Hoboken, N.J., Wiley.

Trepanier, S. (2006). Caractérisation de la maquette de simulation d'écoulement souterrain. Rapport de Méthode analytique (SCT7201), Dép. Sci. Terre et atmosphère, UQAM, Montréal, Canada, 21 p.

Van Beek, C.G.E.M., Laeven, M.P., Vogelaar, A.J. (1994) Modelling denitrification in groundwater onder invloed van organisch materiaal. *H2O* (27): 180-184.

Vauclin, M. (1994) Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des Sciences de l'Eau* 7: 81-102.

Welty, C., Elsner, M.M. (1997) Constructing correlated random fields in the laboratory for observations of fluid flow and mass transport. *Journal of Hydrology* 202(1-4): 192-211.

Wendland, F. (1992) Die Nitratbelastung in den Grundwasserlandschaften der 'alten' Bundesländer (BRD). *Berichte aus der Ökologische Forschung*. 8.

Zhang, R., Huang, K., Xiang, J. (1994) Solute movement through homogeneous and heterogeneous soil columns. *Advances in Water Resources* 17(5): 317-324.

Zehe, E., Fluhler, H. (2001) Preferential transport of isoproturon at a plot scale and field scale tile-drained site, *Journal of Hydrology* 247(1-2): 100-115.

ANNEXE

Tableau A1 : Modèles physiques 1D de laboratoire

Référence	Dimension (cm)	Milieu poreux	Porosités	Conductivité hydraulique (cm/min)	Dispersivités (cm)
Nguyen et al. (1990)	L= 600 D= 300	Milieu naturel reconstitué	0.3	--	De 0 à 50
Khan et Jury (1990)	L= 87; 43.5; 21.8	Milieu naturel ou reconstitué	---	----	De 0.051 à 26.992
Zhang et al. (1994) Huang et al. (1995)	125x10x10	Graviers Sables grossiers à fins, argiles	0.33 0.37 0.45	----	De 0.1 à 5 De 2.8 à 243 De 0.1 à 0.5 De 3 à 200
Sternberg et Greentown (1994) Sternberg et al. (1996)	L= 30.5; 61; 122 D= 3.18	Billes de verre 149µm; 250 µm; 595 µm 163 µm 95 µm	----- 0.34	0.80; 1.26; 1.48; 1.79; 2.98; 4.91; 13.53 0.49; 0.94; 0.95; 1.02; 1.06; 1.07; 8.89	De 0.017 à 0.06 -----
Irwin et al. (1996)	L= 244 D= 3.18	Billes de verre d : {88; 840 µm}	0.33; 0.38; 0.37	1.14; 2.22; 1.04	De 5.02 à 10.2
Rashidi et al. (1996)	L= 23.5 D= 4.5	Billes de verre D=0.31 cm	0.48	---	0.12 [0.15; 0.30]
Delay et al. (1997)	L=60; 120 D= 5	Silice (d=2mm) Litière pour chat Catsan	0.414 0.73 (totale) 0.25 (solide)	72 90	De 0.7 à 0.13
Welty et Elsner (1997)	L= 520 D= 5.08	Milieus hétérogènes aléatoires. 13 sables	-----	$\langle \ln(k) \rangle = -13.5$; $l_\gamma = 15\text{cm}$; $\sigma_\gamma^2 = 0.24$ $\langle \ln(k) \rangle = -13.6$; $l_\gamma = 16\text{cm}$; $\sigma_\gamma^2 = 0.9$	Pas de transport
Nelson et al. (2003)	L=15; D=2.5 L= 7.62; D=5.08	Homogène reconstitué, d<2mm Naturel intact	0.39 0.4	----	1.4 5.9; 8.5; 4.8; 7.2; 21

D : Diamètre, L : longueur, $\gamma = \ln(k)$: logarithme naturel de la conductivité, l_γ : longueur de corrélation, σ_γ^2 : variance

Tableau A2 : Modèles physiques 2D de laboratoire

Référence	Dimension (cm)	Milieu poreux	Porosités	Conductivité hydraulique (cm/min)	Dispersivités (cm)
Sudicky et al. (1985)	100x20x10	Milieu stratifié : 1 couche (3cm) peu perméable entre 2 plus perméables	0.33 0.36	0.00036 1.38	-----
Refsgaard (1986)	300x180x14	1 milieu aléatoire, 1 milieu symétrique	----	$l_y = 4\text{cm}$; $\sigma_y^2 = 0.17$; $l_y = 2.2\text{cm}$; $\sigma_y^2 = 0.37$	$A \approx \sigma_y^2 \times l_y$
Silliman et al. (1987)	240x107x10	Milieu homo, stratifié, hétéro-stratifié, uniformément hétérogène. Sables grossier et fin	0.405 (homogène)	210 (homogène)	De 2 à 20
Silliman et al. (1987)	30x30x30	Cinq milieux : homogène, homogène avec des inclusions imperméables, hétérogène structuré	----	3.96/2.4 .2.7/1.02 .0.492/0.78	0.081/0.083 0.170/0.25 0.317/1.08 1.06/0.62 0.2/0.38
Silliman et Caswell (1998)	89x45x106	1 milieu aléatoire 1 milieu structuré	---	$l_x = 6\text{ cm}$; $l_y = 3\text{cm}$, $K = 30\text{cm/min}$, $K = 3.42\text{ cm/min}$	Pas de transport
Chao et al. (2000)	244x122x6.35	Milieu aléatoire constitué de cinq sable répartis en 36x20 cubes de 6.1 cm de côté	---	0.8, 2.2, 7.7, 25.8, 72, $\langle \ln(k) \rangle = 4.77$, $l_y = 10\text{cm}$; $\sigma_y^2 = 2$	12 (uniforme) De 0.065 à 0.953 (radial)
Silliman (2001)	160x67x9.4	Milieu hétérogène aléatoire log-normal selon une covariance exponentielle	Entre 0.285 et 0.335	$K = [0.9:96.6]$: $K = 6.96\text{ cm/min}$; $l_y = 2.75\text{cm}$; $\sigma_y^2 = 0.5$	De 0.2 à 0.15
Mehl et Hill (2001)	Maquette 2D	Milieu hétérogène de cinq types de sables distribués aléatoirement	----	Les onductivités hydrauliques varient dans un intervalle de plus de deux ordres de grandeur	Les dispersivités varient dans un intervalle de plus d'un ordre de grandeur.